Evaluación de Distritos Mineros del Ecuador

POTENCIAL MINERO METÁLICO Y GUÍAS DE EXPLORACIÓN



JUNIO 2000

Evaluación de Distritos Mineros del Ecuador

MINISTERIO DE ENERGÍA Y MINAS

Subsecretaria de Minas

Dirección Nacional de Geología

PROYECTO DE DESARROLLO MINERO Y CONTROL AMBIENTAL

POTENCIAL MINERO METÁLICO Y GUÍAS DE EXPLORACIÓN

JUNIO 2000











PATRI MATRIQUE

EVALUACIÓN DE DISTRITOS MINEROS DEL ECUADOR. (Colección)

POTENCIAL MINERO METÁLICO Y GUÍAS DE EXPLORACIÓN VOL. 1

PRODEMINCA, realiza esta publicación que reproduce el informe presentado por British Geological Survey (BGS), bajo el mismo nombre.

Quienes necesiten conocer información adicional pueden consultar la base de datos que mantiene la Dirección Nacional de Geología (DINAGE) en el Ministerio de Energía y Minas

1SBN-9978-41-376-6 (volumen)
ISBN-9978-41-370-7 (colección)

Publicado por:
UCP PRODEMINCA Proyecto MEM BIRF ***36-55*** *EC.*

Quito Junio del 2000
1ra. edición
Impreso en Ecuador.

Diseño de Portada y Diagramación Interior: Ajedrez Estudio Gráfico
Impresión: Noción

STALYN PAUCAR

EDICIÓN 2025

PRODEMINCA (2000) *Potencial Minero Metálico y Guías de Exploración* (Stalyn Paucar, Ed., 2025), Volumen 1. Evaluación de Distritos Mineros del Ecuador. Quito-Ecuador.

0^0 Evaluación de Distritos Mineros del Ecuador

FUNDAMENTOS DE MODELOS DE DEPÓSITOS MINERALES

MARCO GEOLÓGICO Y METALOGÉNICO DEL ECUADOR

METODOLOGÍA

DISTRITOS MINEROS

DEPÓSITOS EPITERMALES

SULFUROS MASIVOS ALOJADOS EN VOLCANITAS

DEPÓSITOS DE PÓRFIDO DE COBRE

DEPÓSITOS EPI-MESOTERMALES RELACIONADOS CON INTRUSIONES

ALGUNOS ASPECTOS AMBIENTALES Y LEGALES RELACIONADOS CON LA ACTIVIDAD MINERA EN EL ECUADOR

Evaluación de Distritos Mineros del Ecuador

- POTENCIAL MINERO METÁLICO Y GUÍAS DE EXPLORACIÓN
- DEPÓSITOS EPITERMALES EN LA CORDILLERA ANDINA
- SULFUROS MASIVOS ALOJADOS EN VOLCANITAS
- DEPÓSITOS PORFÍDICOS Y EPI-MESOTERMALES RELACIONADOS CON INTRUSIONES DE LAS CORDILLERAS OCCIDENTAL Y REAL
- DEPÓSITOS PORFÍDICOS Y EPI-MESOTERMALES RELACIONADOS CON INTRUSIONES DE LA CORDILLERA DEL CÓNDOR

El Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental (PRODEMINCA) es el principal esfuerzo del Gobierno Ecuatoriano para el sector, ejecutado desde 1995 por el Ministerio de Energía y Minas (MEM), a base del préstamo 3655 EC del Banco Mundial y con asistencia técnica de Gran Bretaña y Suecia. PRODEMINCA tiene por objetivo fundamental impulsar el crecimiento sostenido de la actividad e inversión minera en el Ecuador, a partir del empleo de tecnologías limpias que aseguren la protección del medio ambiente con modernos métodos de información geológica, un catastro minero completo y actualizado y el fortalecimiento institucional y normativo de esta actividad en el país

Para el efecto, ha trabajado en cinco componentes de fortalecimiento legal e institucional, logrando la emisión de los reglamentos Ambiental para actividad minera y de Seguridad e Higiene Minera, e importantes reformas en las Direcciones de Minería y de Geología (DINAMI y DINAGE), así como la creación de las Unidades Ambiental Minera y de Soporte a los Sistemas Informáticos (UAM y USSIM)

También ha trabajado en ocho componentes técnicos que incluyen monitoreo y remediación ambiental en las zonas de pequeña minería al sur de Ecuador, Programa de Información y Cartografía Geológica de la Cordillera Occidental que ha entregado nueva información geológica, geoquímica de 36 elementos y de geofísica sobre casi 40000 km² de los Andes ecuatorianos y sistemas de información computarizada que incluyen catastro minero y manejo de datos de proyectos anteriores, en forma gráfica y textual que pueden ser consultados a través de la página web y de las entidades mencionadas antes

La Evaluación de Distritos Mineros, que se presenta en esta edición, es un esfuerzo por caracterizar los principales tipos de depósitos minerales que se tiene en el Ecuador, con miras a contribuir a una mayor exploración de nuestros recursos. Considerando la gran biodiversidad del Ecuador, se incluyen capítulos ambientales y socioeconómicos tanto en el manual de exploración como en el Volumen 1, que sintetiza los otros cuatro volúmenes

Considerando que existe escasa bibliografía nacional en aspectos geológico-mineros, se ha publicado esta serie que esperamos contribuya a un mejor conocimiento de los recursos de nuestro país



ÍNDICE

FIGURAS

TABLAS

FOTOS

PREFACIO

Los esfuerzos por conocer mejor los recursos minerales del Ecuador, deben difundirse de la mejor manera, incrementando la escasa bibliografía existente sobre aspectos geológicos y mineros. Por esta razón, se presentan los cinco volúmenes y el Manual de Exploración que sintetizan el estudio realizado por BGS y DINAGE, como parte del PRODEMINCA.

Los cinco tomos pueden ser leídos en forma secuencial o por separado. Cada uno contiene información específica sobre diferentes tipos de yacimientos reconocidos en el Ecuador. Así, el Volumen 2 se refiere a Depósitos epitermales de la Cordillera Occidental, el Volumen 3 a Sulfuros masivos alojados en volcanitas, el Volumen 4 trata sobre depósitos porfídicos y epimesotermales relacionados con intrusiones de la Cordillera Occidental y Real, el Volumen 5 hace mención a los depósitos porfídicos y epi-mesotermales relacionados con intrusiones de la Cordillera del Cóndor. El Volumen 1 es una evaluación de los distritos minerales del Ecuador, potencial de minerales metálicos y guías de exploración, y contiene un breve análisis socioeconómico, ambiental y legal relacionado con los depósitos estudiados.

Estos estudios constituyen un aporte al conocimiento minero del país. Cada uno de los campos minerales son descritos en detalle, cubriendo todos los aspectos que permiten estimar el potencial mineralógico del sector. De esta forma se describe en detalle el ambiente tectónico regional y local, las litologías dominantes, los rasgos estructurales y la mineralización metalífera. Cada capítulo se complementa con gráficos y fotografías

Para ilustrar cada caso, los autores han seleccionado depósitos ubicados, en lo posible, en ambientes diferentes; así para exponer el caso de los yacimientos epitermales de alta sulfuración, se mencionan Quimsacocha y el Mozo. Para el mismo tipo de yacimiento, pero de baja sulfuración se cita como referentes los depósitos de Beroen y Gañarín. Los sulfuros masivos alojados en volcanitas tienen su expresión en los depósitos de La Plata y Guarumales y como prototipos de los depósitos porfídicos se acude a Gaby-Papa Grande y Chaucha. No podía faltar en la lista los yacimientos de Zaruma-Portovelo como ejemplos de un sistema de vetas epimesotermales relacionado con intrusiones, igual que los campos mineros de Bella Rica y San Gerardo. Como casos de yacimientos de skarn se alude a Nambija y como yacimientos de chimeneas de brechas mesotermales los depósitos confinados en la franja Gañarín.

Cada depósito es ubicado en base a los datos obtenidos en el Programa de Información y Cartografía Geológica (PICG) de la Cordillera Occidental y a la información aportada por empresas concesionarias. La información regional permite elaborar y presentar modelos que expliquen la génesis, la geometría del yacimiento y la química del sistema, tomando en cuenta la cinemática de los esfuerzos. La información local en detalle suele ratificar los modelos descritos con datos obtenidos de los núcleos de sondeos, resultados analíticos de laboratorio y levantamientos geológicos, geoquímicos y geofísicos a escala de exploración.

Toda esta información ha sido complementada por los autores, con los generados por el empleo de nuevos instrumentos y métodos de análisis como el PIMA (Analizador portátil de luz infrarroja de minerales), la hidrogeoquímica y los análisis de lixiviación por enzimas.

Uno de los aspectos interesantes del estudio se refiere a la identificación de los halos de alteración y su relación con los modelos metalogenéticos propuestos. De hecho, algunos programas de exploración para prospectos ubicados en las estribaciones de las Cordilleras Occidental y Real, deberían revisarse en función de las conclusiones expuestas.

Los resultados de la aplicación de los métodos mencionados están expuestos en Apéndices que no se encuentran integrados a los volúmenes, pero que se hallan a disposición de quienes deseen profundizar el tema, en las oficinas de la DINAGE y a través de la página web: www.mineriaecuador.com[1], donde también serán bienvenidos sus comentarios respecto a estas publicaciones.

Expreso el mayor agradecimiento al personal de BGS, DINAGE y a todos quienes trabajaron en este estudio, a las empresas y técnicos ecuatorianos que entregaron información, a mis compañeros que con gran paciencia leyeron una y otra vez los textos hasta lograr una mejor edición, que ahora ponemos a su consideración.

Antonio Bermeo

Coordinador General

PRODEMINCA

[1] Página web no disponible (Paucar, 2025)

RESUMEN EJECUTIVO

Este volumen es un resumen de las investigaciones llevadas a cabo entre octubre de 1997 y octubre de 1999 bajo el proyecto PRODEMINCA, Subcomponente 3.5 - Evaluación de Distritos Mineros. Éste es el primero de una serie de cinco volúmenes, los cuales documentan los resultados de los estudios multidisciplinarios con el objetivo de establecer modelos genéticos y descriptivos para algunos de los más importantes tipos de depósitos metalíferos en el Ecuador. Se formula guías de exploración con base en estos modelos e identificación de los controles predominantes en cada tipo de depósito. Además, se puede reconocer huellas de depósitos en los datos espaciales multivariados y usados para identificar áreas prospectivas.

Este volumen traza los antecedentes de evaluación y las metodologías empleadas incluyendo:

(i) El uso de sensores remotos (imágenes de satélite y fotografías aéreas de alta resolución) para la identificación de fallas regionales y de importancia local y lineamientos estructurales.

(ii) El uso de análisis estructural para dilucidar la historia cinemática, vectores de movimiento, campo de estrés y orientaciones favorables o sitios de dilatación para deposición de mena.

(iii) El uso de mapeo de alteración para identificación del tipo y geometría del sistema paleohidrotermal y determinación de vectores hacia mineralización. También evalúa la aplicación de métodos determinativos en bruto instrumental (PIMA; XRD y métodos analíticos geoquímicos).

(iv) El uso de criterios texturales y paragenéticos (más datación radiométrica) para establecer etapa(s) de formación de mena del sistema mineralizante, las condiciones cambiantes bajo lo que ha ocurrido y como esto se relaciona con la evolución geológica i.e. la combinación de circunstancias más apropiadas para la formación de depósitos. También está enfatizada la importancia en relación a la interpretación de los patrones de mineralogía y alteración

(v) El uso de estudios microquímicos y mineralógicos para determinación de cuales fases están presentes, la repartición de los metales entre aquellos y la forma y hábito de los metales buscados. Asociaciones minerales diagnósticas/características o composiciones que provean indicios importantes a las condiciones físico-químicas de formación de menas y parámetros útiles para la identificación y clasificación de tipos de depósitos. También tiene importantes implicaciones para la extracción metalúrgica.

(vi) El uso de levantamientos geofísicos y geoquímicos como herramientas dentro de la Cordillera de los Andes del Ecuador. La eficacia de los varios métodos para diferentes tipos de depósitos es revisada y, métodos geoquímicos alternativos (hidrogeoquímica y extracciones de lixiviación parcial) probados para evaluar su viabilidad.

Fueron seleccionados cinco distritos mineros como los siguientes:

-Distrito Azuay (79°00-79°45'W/2°40°-3°50°S): Cordilleras Occidental & Real

-Distrito La Plata (78°45'-79°33'W/0°00'-l°00'S): Cordillera Occidental

-Distrito Imbaoeste (78°30'-78°47'W/0°15'-0°30'S): Cordillera Occidental

-Distrito Alao Paute (78°15'-78°47'W/1°40'-2°40'S): Cordillera Real

-Distrito Zamora (78°22'-79°00'W/2°50'-4°20'S): Cordillera del Cóndor

El SIG basado en MapInfo con la más actual información topográfica, geológica y de base de datos de ocurrencias minerales y con líneas de interpretación de las imágenes de satélite ha sido organizado para todos los distritos excepto por el Distrito Imbaoeste. Los distritos Azuay y La Plata también tienen cobertura de densidad moderada de datos geoquímicos de sedimentos fluviales. Lineamientos y anomalías aeromagnéticas serán adjuntados cuando esta información esté disponible.

La evaluación se centró sobre una investigación detallada de por lo menos cuatro ejemplos (depósitos individuales o campos mineros) para cada uno de las cinco categorías de depósitos. Ellos son:

(i) Depósitos epitermales dentro del Distrito Azuay (Campo Mineral Molleturo, Cinturones de Gañarín y Collay-Shincata) - ver volumen 2

(ii) Yacimientos de sulfuros masivos dentro de los distritos de La Plata y Alao-Paute - ver volumen 3

(iii) Depósitos porfídicos Cu ± Mo ± Au dentro los distritos de Azuay (campos minerales de Molleturo y Ponce Enríquez), Imbaoeste y Zamora (Cinturón de Nambija, campos minerales de San Juan Bosco y Pachicutza) - ver volúmenes 4 & 5

(iv) Yacimientos epi-mesotermales auríferos relacionados con intrusiones dentro de los distritos Azuay (campo mineral Ponce Enríquez), Imbaoeste y Zamora (Cinturón de Nambija y campo mineral Pachicutza) - ver volúmenes 4 & 5.

(v) Chimeneas de brecha mesotermales ricas en turmalina dentro del distrito Azuay (Cinturón Tres Chorreras-La Playa) y Cinturón Collay-Shincata - ver volumen 4

Las chimeneas de brecha mesotermales son esencialmente una subclase de los sistemas epi-mesotermales ("stockworks" mantos hospedados en skarn, brechas y sistemas de vetas). Todos estos depósitos están comúnmente asociados (espacialmente y/o genéticamente) con los pórfidos y otros intrusivos subvolcánicos, por lo tanto, se ha adoptado una aproximación del sistema entero. El volumen 4 cubre los pórfidos y sistemas epi-mesotermales de las Cordilleras Occidental y Real, mientras que el volumen 5 cubre tipos de depósitos similares en el Distrito Zamora (Cordillera del Cóndor) incluyendo una subclase distintiva de depósitos auríferos hospedados en skarn.

Depósitos Epitermales

Quimsacocha (Cinturón Gañarín) y El Mozo (Cinturón Collay-Shincata) fueron estudiados como excelentes ejemplos de depósitos de Au de alta sulfuración (alunita-caolinita) en el Sur del Ecuador y se produjeron por procesos magmático-hidrotermales comparables con los de los sistemas de alta sulfuración documentados en otros lugares. La mineralización en Quimsacocha (edad Mioceno tardío) está relacionada con el desarrollo de una caldera sobre una cámara magmática ascendente y en el sector SE por lo menos una parte de los procesos hidrotermales fueron pre-colapso de la caldera. El flujo estuvo centrado en las fracturas anulares incipientes y en otras zonas de permeabilidad como las brechas tempranas de diatrema. El Mozo (edad Mioceno medio) está relacionado con la zona de fallamiento de Baños. La superficie terrestre actual expone dos niveles diferentes del sistema epitermal con la mineralización desarrollada más intensamente en la parte Este lo que representa el centro del sistema. La mineralización en la parte Oeste está estrechamente limitada en estructuras subverticales, lo que sugiere un ambiente más profundo o periférico.

En ambos ejemplos existió una preparación temprana del terreno mediante fluidos oxidantes de pH bajo, que fueron seguidos por el ascenso en esa zona de los fluidos portadores del oro. El predominio del control estructural en la situación de la alteración y mineralización indica que no hay que esperar grandes depósitos. El potencial para mineralización infrayacente se considera bajo en El Mozo porque la erosión ha expuesto la mayor parte del sistema. En Quimsacocha todavía se necesita investigaciones para aclarar la geología local e identificar los mejores objetivos estructurales-estratigráficos para el desarrollo de cuerpos mineralizados más extensos.

Beroen (Campo Mineral Molleturo) y Gañarín (Cinturón Gañarín) fueron seleccionados como depósitos epitermales de baja sulfuración (adularia-sericita). El sistema epitermal de Gañarín (edad Mioceno temprano) puede haber estado relacionado con el desarrollo de la caldera de Jubones con la mineralización localizada en las estructuras regionales de rumbo Noreste del Cinturón de Gañarín. La mineralización de Beroen está considerada como genéticamente relacionada con un sistema hidrotermal establecido sobre intrusiones de alto nivel de Batolito Chaucha (edad Mioceno medio-tardío) ahora expuesto en el Sur del distrito en las elevaciones bajas. La entrada de fluidos a lo largo de canales controlados estructuralmente fue el principal proceso mineralizante, pero la deformación frágil posterior permite la removilización local del oro y la posible concentración en fracturas tardías. Los rasgos volcánicos proximales, como bocas de emisión, calderas, diatremas y domos de flujo no son evidentes en la propiedad Beroen.

La importancia del control estructural en la situación de los depósitos de baja sulfuración es casi universalmente reconocida. Como en los depósitos de alta sulfuración, están espacialmente asociados con centros volcánicos y estructuras relacionadas. La mineralización epitermal de baja sulfuración puede ocurrir en un rango de estilos de depósito desde las vetas de ley bonanza hasta depósitos estratiformes de grandes tonelajes brutos. Los depósitos de Beroen y Gañarín son buenos ejemplos de depósitos de estilo veta bonanza, pero no se ha reconocido mineralización diseminada estratiforme significativa en Ecuador hasta la fecha.

Sulfuros masivos alojados en volcanitas

Cinco yacimientos de sulfuros masivos alojados en volcanitas fueron estudiados en detalle: dos en el Distrito La Plata, Cordillera Occidental (La Plata y Macuchi) y tres en el Distrito Alao-Paute, Cordillera Real (Las Pilas, Cruzacta y Guarumales). Los depósitos estudiados en ambas cordilleras han sido adscritos a Sulfuros Masivos tipo Sierran-Kuroko; el único caso especial es el grupo de cuerpos de sulfuros Macuchi los cuales no son estratoconformes. Todos los depósitos se han formado en un ambiente de arco de islas submarinas y en litologías que indican ambiente submarino. Hay una escasa representación de las rocas sedimentarias asociadas, y ninguno de los cuerpos de sulfuros masivos está rodeado de pizarras negras lo que normalmente caracteriza sulfuros masivos del tipo Kuroko. Ambos arcos de islas (Macuchi y Alao) se han acrecionado al continente y han sufrido metamorfismo de grado bajo y deformación. Además, todos los depósitos se encuentran dentro de una gran sutura y/o cercanos a un gran lineamiento estructural. Esto está reflejado tanto en deformación interna de los propios cuerpos de sulfuros, como una desarticulación de la geometría original, lo que ha cambiado totalmente la arquitectura de los depósitos e impide reconocer varias de sus partes más características. Las zonaciones minerales dentro del cuerpo de sulfuros masivos que son típicas de estos depósitos no se han encontrado en ninguno de los estudiados. También los valores de metales preciosos, en particular del oro, son relativamente altos para este tipo de depósitos.

Las edades de los arcos de islas no tienen influencia para la posible existencia de mineralizaciones del tipo VHMS. En la Cordillera Real son Jurásico-Cretácico Inferior con acreción en el Cretácico mientras en la Cordillera Occidental son Paleoceno- Eoceno con acreción durante el Eoceno. La deformación de la Cordillera Real es más intensa y el grado metamórfico es ligeramente más alto lo que resulta en el desarrollo de una foliación tectónica más penetrativa y desmembrando más los sistemas mineralizantes y recristalización entera de los sulfuros con un incremento en el tamaño de grano.

El control de los VHMS es estratiforme y estructural conjuntamente. Esta dualidad en el control se mantiene en la actualidad, siguen existiendo niveles litológicos favorables y un sistema de fracturas que los localiza, pero las fallas han cambiado de régimen y están generadas en la tectónica transpresiva de la acreción del arco al continente. Por tanto, para el Ecuador puede proponerse que el actual control estructural ha estado causado por fenómenos de inversión tectónica.

La identificación de los rasgos primarios que acompañan a los sistemas mineralizantes es difícil a causa de la deformación y el metamorfismo sobreimpuestos. Pero los rasgos estructurales definidos en este estudio pueden ser de gran ayuda para la localización de nuevos depósitos. Así, en ambas cordilleras se ha podido establecer una correspondencia entre bandas de cizalla dúctiles-frágiles de primer orden y los depósitos, y estas estructuras son identificables en los estudios realizados mediante sensores remotos.

Los criterios prospectivos más importantes son: ambiente de arco de islas oceánico, bandas de deformación regionales, halos extensos de alteración estratoconforme lo que está marcando el nivel de muro de la mineralización masiva, posibles anomalías magnéticas, grupos de varios cuerpos de sulfuros y anomalías de metales base y preciosos en la geoquímica regional de redes de drenaje.

Depósitos porfídicos y sistemas epi-mesotermales relacionados con intrusiones

Mineralización tipo pórfido y depósitos epi-mesotermales relacionados con intrusiones de varios tipos son conocidos por ocurrir dentro de todos los terrenos litotectónicos de la Cordillera Andina del Ecuador. Patrones de migración basados en las edades de sub-cinturones muestran una progresión hacia el oeste en la juventud de los pórfidos, desde las sierras sub-Andinas cratónicas (Jurásico tardío a Cretácico medio) hacia la trinchera de subducción (Oligoceno temprano a Mioceno temprano), seguida por una inversión parcial con los pórfidos del Mioceno tardío localizados sobre el lado oriental de la Cordillera Occidental.

Seis sistemas porfídicos de cobre y cuatro sistemas de depósitos auríferos relacionados con intrusiones divididos igualmente entre las Cordilleras Occidental y del Cóndor han sido estudiados con algo de detalle. También se realizó estudios adicionales de comparación (visitas breves) de dos pórfidos en el campo mineral Pachicutza, el sistema de vetas en Zaruma-Portovelo y la brecha de Mina Peggy en el Cinturón Collay-Shincata.

Entre los tres sistemas porfídicos investigados en la Cordillera Occidental, Chaucha está ubicado dentro del terreno dominantemente continental de Chaucha, mientras Junín y Gaby-Papa Grande fueron emplazados en el terreno Pallatanga. Chaucha y Junín son sistemas porfídicos Cu-Mo del Mioceno tardío, de tipo plutónico, emplazados dentro de los batolitos calco-alcalinos de Chaucha y Apuela respectivamente. Ambos sistemas están asociados con fallas de segundo orden, de rumbo NE, las que están biseladas o se enlazan a fallas de primer orden, que constituyen los límites de los terrenos. La mineralización en los dos depósitos está mayormente hospedada dentro de las zonas de alteración fílica (con silicificación más localizada). Estos se formaron durante circulación hidrotermal convectiva de fluidos dominantemente meteóricos durante las últimas etapas de la evolución de los pórfidos y han sobreimpreso las asociaciones ortomagmáticas más tempranas. Las diferencias entre Chaucha y Junín están mayormente relacionadas con las profundidades de emplazamiento, geometría de los depósitos y el cronometraje de los eventos.

Junín se emplazó a niveles hipoabisales y comprende un enjambre de diques porfídicos dacíticos a dioríticos, controlados por fallas/fracturas, de buzamiento moderado y hojas lenticulares dentro de una granodiorita encajante de grano grueso. El sistema porfídico está caracterizado por una mineralización en "stockwork" y un zonado de alteración-mineralización a gran escala, escasamente definido, dominado por alteración fílica (sericítica), fílica-argílica y silicificación más localizada con un halo periférico de propilitización. La circulación hidrotermal convectiva ha obliterado virtualmente la asociación ortomagmática hasta el límite de la perforación.

Gaby-Papa Grande son sistemas de brecha-pórfido de Au-Cu de tipo volcánico, del Mioceno Inferior, emplazados en las volcanitas máficas de la Unidad Pallatanga. Estos depósitos comprenden fases intrusivas múltiples (diorítica/andesítica a tonalítica/dacítica) texturalmente diversas que varían en forma desde jarros panzudos tempranos a tapones y diques de estadio tardío asociados con el emplazamiento de chimeneas de brechas. No hay zonado de alteración-mineralización obvio. Una alteración potásica temprana penetrativa ha sido sobreimpresa por la mineralización en "stockwork" de la fase principal caracterizada por alteración de Na-Ca (propilítica) y escasas vetillas bordeadas de sericita del final de la fase. Las chimeneas de brechas varían desde magmáticas pre-minerales a hidrotermales tardi-minerales. Las leyes destacadas de oro están relacionadas espacialmente con las chimeneas de brechas hidrotermales. El sector Papa Grande-Bella Rica ha sido descendido por la Falla Guanache, de rumbo E-W, en relación con el sector Gaby-Guadalupe, en el Norte, con el resultado de que el complejo de brecha-pórfido de Gaby está expuesto a niveles más profundos.

Los sistemas de vetas auríferas epi-mesotermales de Bella Rica y San Gerardo están alojados en bloques fallados adyacentes del Terreno Pallatanga. En Bella Rica el principal enjambre de vetas tiene rumbo NW y localmente WNW a E-W. Hay una relación espacial y genética clara con las intrusiones de pórfidos en términos de alteración- mineralización y características paragenéticas. La mineralización es dominantemente mesotermal (Au + Cu + Ag ± As ± Zn ± Pb ± Bi-Te) con características mineralógicas y texturas epitermales de espacios abiertos siendo más frecuentes en los niveles altos del sistema. La proximidad de intrusiones porfídicas al Norte y en profundidad es evidente por la entrada de metamorfismo térmico, los diques de andesita/microdiorita, los "stockworks" mineralizados y la alteración biotítica en las vetas mayores. La zonación mineral lateral y vertical (ej. pirita vs. pirrotina, contenido en turmalina, etc.) y metálica (Zn + Pb vs. Cu) puede ser relacionada también con la proximidad a la intrusión. La situación del sistema de vetas puede ser debido a una reactivación extensional de las estructuras compresivas NW-SE de Cenozoico inferior (ej. rampas de cabalgamientos de bajo ángulo) causada por un levantamiento magmático.

La mineralización aurífera del campo minero San Gerardo está asociada con los complejos intrusivo-extrusivos dacítico-riodacíticos del Grupo Saraguro, la zona de falla rellena de serpentinita de Río Chico de rumbo NW y estructuras relacionadas. La mineralización de Au + As ± Sb comprende vetas de cuarzo-carbonato auríferas pobres en sulfuros (vetas-brecha, vetas laminadas de rotura-sellado, relleno de fisuras y zonas de "stringer"). Las vetas mineralizadas al Sur de la Falla de Río Chico están alojadas, principalmente, en cabalgamientos de bajo ángulo de dirección NNW a WNW y sus estructuras de rampa asociadas, generados durante la compresión/transpresión dextral dirigida al NE. Fases extensionales regionales subsecuentes y rotación horaria del campo de esfuerzos remotos llevaron a la reactivación de estas estructuras tempranas (de movimiento lateral sinistral) y a la brechificación hidráulica y tectónica bajo condiciones epitermales. En contraste con Bella Rica, San Gerardo se caracteriza por contenidos elevados de Sb y Cd, generalmente más bajos de Ag y Cu, y despreciables de Bi y Te.

Las chimeneas de brechas mesotermales, ricas en turmalina y mineralizadas con Au-Cu-Mo ± W están espacial y genéticamente relacionadas con cuerpos intrusivos subvolcánicos en zonas de falla/cizalla principales de rumbo andino. Las brechas tienen forma de chimenea y de caparazón y son en su mayoría de tipo magmático-hidrotermal. El principal grupo de chimeneas está dentro del Cinturón Tres Chorreras-La Playa que sigue el Sistema de Fallas Bulubulu. Están alojadas en las volcanitas del Grupo Saraguro y situadas a lo largo de lineamientos de falla/fractura de rumbo NW, cerca o en las intersecciones con los abanicos extensionales de fallas de rumbo SW a WSW del Sistema Bulubulu. El cuerpo de brechas Peggy está en la Zona de Cizalla de Baños, una estructura regional de rumbo NNE-SSW, y asociado con pequeñas intrusiones y diques de pórfido riolítico intensamente alterado, de edad Oligoceno medio. La situación del cuerpo de brechas Peggy está relacionada con fracturas transversales de rumbo WNW.

Dentro del Distrito Zamora en la Cordillera del Cóndor están los pórfidos de San Carlos (Campo Mineral San Juan Bosco), Cumay y Tumi del Cinturón de Nambija. También los pórfidos de El Hito y Santa Bárbara (Campo Mineral Pachicutza) fueron incluidos en la evaluación.

El pórfido de San Carlos Cu-Mo es del tipo 'plutónico' emplazado durante las últimas etapas de la evolución magmática del Batolito de Zamora de tipo I. El depósito de pórfido de edad Jurásico tardío acompaña a un anidado conjunto temprano-, syn, tardío- y post-mineral fases de intrusiones, brechas, aparte de diques de guijarros, está ausente. Una amplia zonación metálica e interacción hipogénica está aparentemente con una alteración dominantemente potásica Cu-Mo interna, y una zona exterior propilítica con significativos valores de Pb-Zn. La restricción general de sobreimpresión fílica sugiere que el sistema es dominantemente ortomagmático y/o ha sido erosionado a un nivel relativamente profundo.

Cumay es un sistema de pórfido tipo plutónico asociado con un pórfido cuarzomonzonítico similar al de San Carlos, a pesar del tiempo de emplazamiento está menos limitado. Tres fases de pórfido de cuarzomonzonita identificadas en Cumay pueden ser correlacionadas de forma general con la fase temprano a tardío mineral cuarzomonzonita-monzodiorita de San Carlos con la principal etapa de introducción de metales asociada con el pórfido mineral temprano. Mineralización de "stockwork" y una presente alteración está superimpuesta en la principal fase granodiorítica precursora del batolito de Zamora. La zonación de alteración gradúa desde el interior potásico a través de una zona dominantemente fílica a una exterior propilítica y la mineralización de "stockwork" muestra un general incremento afuera en las razones Fe:Cu de los sulfuros.

El pórfido Cu-Au de Tumi está interpretado como un sistema pórfido calco-alcalino de tipo 'volcánico' comprendiendo un tapón riodacítico intrusivo subvolcánico de grano fino techando dentro de volcánicos andesíticos y en proximidad cercana a un centro volcánico. Los volcánicos sobreyacentes contienen brechas piroclásticas, alteradas pseudobrechas y brechas hidrotermales mineralizadas. El emplazamiento del pórfido está localizado y controlado por intersecciones de zonas de fallas. El sistema está caracterizado por una pobremente definida zonación metálica, un núcleo pequeño de alteración potásica y un bien desarrollado caparazón anular fílico-argílico. Existe una espacial y posiblemente genética relación con los depósitos periféricos de skarn aurífero.

Depósitos de skarn aurífero en el cinturón de Nambija están alojados principalmente en la División Piuntza-media de edad Triásico la cual es dominada por volcánicos fragmentados de composición intermedia. El desarrollo de los skarns ha tomado lugar dentro de las intercalaciones de sedimentos volcanoclásticos enriquecidos en cal. El contenido de cal parece estar fundamentalmente relacionado con el desarrollo de la skarnificación y con la subsecuente deposición de oro. El desarrollo amplio inicial de skarns metamórficos fue asociado con el emplazamiento del batolito de Zamora. Los skarns minerales son remplazamientos paralelos a la estratificación, los cuales sobreimprimen los skarns metamórficos adyacentes a las fallas y menores intrusiones hipoabisales/stocks de pórfidos de cobre de edad Jurásica a Cretácica. Variaciones en el estilo y extensión (lateral y vertical) de los skarn minerales estratoligados o estilo manto desarrollados entre depósitos se deben a los cambios en facies y composicionales en los protolitos volcanosedimentarios. El campo minero de Nambija esta óptimamente localizado donde el espesor es el mayor de las litologías alojadas con el mayor contenido de cal. Los skarns de Nambija son exoskarns cálcicos oxidados, generalmente con bajas razones de clinopiroxeno:granate grandita. Los clinopiroxenos y los productos de su alteración son relativamente ricos en Mn. Ellos tienen localmente magnetita y, pirita es el sulfuro dominante. El skarn que aloja mineralización de oro está caracterizado por los muy bajos contenidos de plata y está localmente acompañado por teluros de Bi.

El oro fue introducido dentro de las unidades estratificadas a lo largo de las fallas extensionales muy inclinadas a verticales. Esto tomó lugar bajo condiciones epitermales y fue acompañado por una propilitización retrogresiva de la asociación de skarn. Las ocurrencias de skarn aurífero primariamente yacen a lo largo de estructuras NE y ENE, a menos grado estructuras N-S, a las intercepciones de estas estructuras y con las estructuras de dirección NW. Estructuras con dirección NE y ENE tienden a ser dilatadas y por lo tanto son sitios particularmente favorables para la mineralización con los cuerpos minerales localizados en las inflexiones o en juegos de fallas/fracturas *en echelon* y en los dúplexes extensionales.

El papel está examinado de los "stockworks" de pórfidos subyacidos en el sector El Tierrero de Nambija donde edades del Cretácico medio fueron obtenidas en sericita. La mineralización en "stockwork" es baja en sulfuros, localmente lleva significantes cantidades de magnetita y rodonita y está dominada por alteración potásica. Composiciones de inclusiones fluidas no son típicas para pórfidos de cobre. Las razones altas de fO_2/fS_2 son, sin embargo, consistentes con los sistemas de pórfidos de cobre ricos en oro. Se presenta un telescopeo significante.

En el campo minero de Pachicutza los "stockworks" de pórfidos de El Hito y Santa Bárbara Cu ± Au están asociados con micropórfidos dacíticos con plagioclasa e intrusiones porfídicas de cuarzo emplazadas dentro del batolito de Zamora. Los pórfidos de Santa Bárbara techan en los volcánicos Misahuallí. El pórfido El Hito exhibe alteración bien definida y zonación de mineralización con el interior fílico-argílico y la zona interior de cobre con anómalos Zn y Au y el exterior halo de propilitización pirítica. La evidencia indica una mínima cantidad de entechados.

La mineralización epitermal de baja sulfuración de Au-Ag en el campo minero de Chinapintza yace en el complejo subvolcánico-volcánico silicio a intermedio calco-alcalino subaereal de edad Cretácico Inferior. El batolito de Zamora de edad Jurásica forma el basamento de este complejo. Mineralización de Au-Ag-Pb-Zn-Mn ocurre en todas partes del complejo, pero está mejor desarrollada en los pórfidos dacíticos-andesíticos de Chinapintza y Biche. La mineralización es más espaciada en los volcánicos. Vetas y fallas tensionales bien definidas a 300 metros de profundidad bajo la superficie hacia arriba pasan zonas de ramales anastomosantes, brechas y stockworks los cuales se ensanchan en forma de cuñas y acarrean grados de bonanzas. Diques riolíticos/riodacíticos y vetas mineralizadas han sido emplazadas a lo largo de las mismas estructuras y genéticamente asociadas. Las principales zonas de fallas, vetas y diques fuertemente inclinados hacia el Sudoeste mientras los sistemas de vetas biselares más pequeñas de altos niveles se inclinan hacia el Noreste. Dúplexes extensionales (empujes de dilatación) están comúnmente ligadas paralelamente (subparalelamente) a los sistemas principales de vetas. Brechas de chimeneas hidrotermales auríferas están asociadas con zonas de fallas intruidas con riolitas, ej. Reina del Cisne, y los sectores marginales de las diatremas, ej. San José. El campo minero exhibe penetrativa y localmente intensa alteración fílica-argílica la cual pasa hacia afuera a una débil propilitización. Las relaciones intrusivas, los controles estructurales, los contrastes de permeabilidad y la profundidad de erosión son los principales factores a ser considerados en cualquier modelo de exploración de este sistema.

Dado que los depósitos están espacialmente y genéticamente relacionados a magmatismo el control singular más importante en su localización son las estructuras. La revisión del marco tectónico/estructural regional y localización de la mineralización indica que la mayoría de los depósitos tiene una cercana relación espacial con las fallas a escala regional y distrital N-S. Los cuerpos minerales, sin embargo, raramente yacen dentro de estas líneas de fallas, pero están mayormente alojadas en fallas transversas de orden más alto de rumbos NE a ENE y NNW a WNW con localización específica asociadas generalmente con interceptos. La mayoría de la historia post-Jurásica ha sido bajo el régimen de estrés transpresivo dextral por donde fallas de segundo orden con dirección NE a ENE podrían ser fundamentalmente dilatacional.

En el Distrito Zamora se ha reconocido la importancia de un evento extensional del Cretácico Medio, tiempo durante el cual la cinemática fue diferente y para muchas orientaciones de las fallas fue inversa. Fue precisamente durante este período que se efectuó la mayor introducción de la mineralización epitermal relacionada con intrusiones.

El distrito de Zamora yace dentro del dominio de deflexión de Huancabamba y es reconocido que los campos de estrés pueden haber sido más complicados durante varias etapas de su evolución. Se ha concluido que varios pulsos de magmatismo y asociada mineralización hidrotermal están generalmente asociados con períodos de cambios en el régimen de esfuerzo y especialmente al inicio de los episodios extensionales seguidos de eventos compresionales mayores.

En la Cordillera Occidental parece que el cambio del campo lejano de estrés desde NE-SW hacia E-W al fin del Oligoceno generó zonas y estructuras extensionales y/o reactivo estructuras que anteriormente fueron dominantemente compresionales, las cuales permitió el emplazamiento de intrusiones y mineralización hidrotermal.

La identificación de ambientes de estructuras favorables puede ser facilitada con el uso de imágenes satelitales, particularmente RADARSAT, para fallas de escala distrital en combinación con fotografías aéreas de alta resolución para estructuras de escala local. Imágenes aeromagnéticas pueden ayudar en la identificación de discontinuidades significantes especialmente de fallas cubiertas de basamento ocultas por una cobertura delgada de volcanosedimentos.

El instrumento de PIMA ha demostrado ser una importante herramienta para dilucidar las asociaciones de alteración en sistemas epitermales y de pórfidos y especialmente para la identificación de sutiles, pero significativos cambios mineralógicos y discriminar efectos de alteración supergénica de hipogénica.

Los estudios han demostrado que las huellas de oro aluvial basado en los contenidos del metal en aleaciones y diferentes tipos de inclusiones minerales pueden ser usados para distinguir diferentes ambientes de mineralización y tipos de depósitos. En un área donde el oro aluvial es encontrado en la mayoría de los drenajes es considerado a que estudios de caracterización de oro podrían proporcionar una efectiva herramienta para la identificación del rango y distribución de las fuentes de roca en una temprana etapa en cualquier programa de exploración.

Los estudios piloto mostraron que los métodos hidrogeoquímicos de reconocimientos minerales ofrecen ventajas potenciales sobre muchas técnicas exploratorias convencionales con respecto a la simplicidad, tiempo y costo. Este enfoque tiene particular alcance en los Andes Ecuatorianos debido a la relativa alta densidad de los drenajes perennes. Además, el efecto de las variaciones temporales de las descargas fue encontrado relativamente bajo. Las anomalías hidroquímicas difieren de aquellas de sedimentos que son más intensas en lugares cercanos a las fuentes y también más localizadas. Para reconocimientos a escala de sub-distrito, la hidrogeoquímica está recomendada como una viable alternativa o suplemento de los levantamientos de sedimentos fluviales.

Para la geoquímica de suelos a escala de prospecto se evaluaron varias técnicas de extracción parcial. Los patrones de anomalía de lixiviación de enzimas (EL) sobre los sistemas de pórfidos de cobre (Chaucha y Santa Bárbara) fueron muy análogos a los de los grupos de datos convencionales. Sin embargo, puede tener aplicabilidad en los depósitos porfídicos profundamente ocultos. Estudios de EL sobre depósitos epitermales (Beroen y El Mozo) muestran diferentes respuestas sobre sistemas de alta contra baja sulfuración. En El Mozo (alta sulfuración) la respuesta pico a “background” a la mineralización es generalmente superior a la de otras técnicas probadas. En Beroen (baja sulfuración) las ventajas son menos evidentes. Se recomienda por tanto que la interpretación de datos EL sea llevada a cabo por personal con experiencia en este método.

Los mapas geológicos recientemente publicados y la información geoquímica regional producida por el PICG de PRODEMINCA en la Cordillera Occidental brinda una excelente base para la identificación de marcos metalogénicos favorables. Criterios claves de exploración derivados desde los modelos empíricos y genéticos desarrollados durante esta evaluación facilitan reconocimiento de objetivos prospectivos dentro de estos distritos basados en la integración de información geológica, estructural, geofísica, geoquímica, mineralógica, isotópica y de ocurrencia mineral. Resultados de esta evaluación indican que hay varias áreas potenciales para la mineralización metalífera de un amplio rango de tipos de depósitos.

EXECUTIVE SUMMARY

This volume summarizes the investigations carried out between October 1997 and October 1999 under the PRODEMINCA Project Subcomponent 3.5 - Assessment of Ore Districts. It is the first of a series of five volumes which document the results of the multi-disciplinary studies with the aim of establishing descriptive and genetic models for some of the most important metalliferous deposits in Ecuador. On the basis of these models and identification of the predominant controls on each deposit type exploration guidelines are formulated. Furthermore, deposit signatures can be recognised in multivariate spatial datasets and used to identify prospective areas.

This volume outlines the background to the assessment and the methodologies employed including:

(i) The use of remote sensing (satellite imagery and high-resolution aerial photography) for the identification of regional and locally important faults and structural lineaments.

(ii) The use of structural analysis to elucidate the kinematic history, movement vectors, stress field and favourable orientations or loci for dilation and ore deposition.

(iii) The use of alteration mapping for identification of type and geometry of the paleo-hydrothermal system and determining vectors toward mineralization. The application of instrumental bulk determinative methods (PIMA; XRD and geochemical analytical methods) are assessed.

(iv) The use of textural and paragenetic criteria (plus radiometric age dating) to establish the ore-forming stage(s) of the mineralization system, the changing conditions under which this occurred and how it relates to the geological evolution i.e. the most appropriate combination of circumstances for deposit formation. The importance in relation to interpretation of the mineralogy and alteration patterns is also emphasized.

(v) The use of mineralogical and microchemical studies for determining which phases are present, the partitioning of the metals between them and the form and habit of the metal(s) sought. Characteristic/diagnostic mineral associations or compositions provide important clues to the physico-chemical conditions of ore formation and useful parameters for identification and classification of deposit types. It also has important implications for the metallurgical extraction.

(vii) The use of geochemical and geophysical surveys as exploration tools within the Andean Cordillera of Ecuador. The efficacy of various methods for different deposit types is reviewed and alternative geochemical methods (hydrogeochemistry and partial leach extractions) tested to assess their viability.

Five ore districts were selected for investigation as follows:

-Azuay District (79°00’-79°45’W/2°40’-3°50’S): Cordilleras Occidental & Real)

-La Plata District (78°45’-79°33’W/0°00’-1°00’S): Cordillera Occidental

-Imbaoeste District (78°30’-78°47’W/0°15-0°30’S): Cordillera Occidental

-Alao Paute District (78°15’-78°45’W/1°40’-2°40’S): Cordillera Real

-Zamora District (78°22’-79°00’W/2°50’-4°20’S): Cordillera del Cóndor

MapInfo-based GIS with the most up-to-date topographic, geological and mineral occurrence database information and with interpreted satellite imagery linework has been set up for all districts except Imbaoeste. The Azuay and La Plata districts also have regional stream sediment geochemistry coverage. Aeromagnetic lineaments and anomalies will be added when this information becomes available.

The assessment focused on detailed investigation of at least four examples (individual deposits or mine camps) for each of five categories of ore deposits. They are:

(i) Epithermal deposits within the Azuay District (Molleturo Orefield, Gañarín and Collay-Shincata belts) - see volume 2

(ii) Massive sulphide deposits within the La Plata and Alao-Paute districts - see volume 3

(iii) Porphyry Cu ± Mo ± Au deposits within the Azuay (Molleturo and Ponce Enríquez orefields), Imbaoeste and Zamora (Nambija Belt, San Juan Bosco and Pachicutza Orefield) districts - see volumes 4 & 5

(iv) Intrusion-related epi-mesothermal auriferous deposits within the Azuay (Ponce Enríquez orefield), Imbaoeste and Zamora (Nambija Belt and Pachicutza Orefield) districts - see volumes 4 & 5

(v) Tourmaline-rich mesothermal breccia pipes within the Azuay district (Tres Chorreras - La Playa belt) and Collay-Shincata Belt - see volume 4

The mesothermal breccia pipes are essentially a sub-class of the epi-mesothermal systems (stockworks, skarn-hosted mantos, breccias and vein systems). All these deposits are commonly associated (spatially and/or genetically) with porphyries and other sub-volcanic intrusives and therefore a whole system approach has been adopted. Volume 4 covers the porphyries and epi-mesothermal systems of the Cordilleras Occidental and Real whilst volume 5 covers comparable deposit types in the Zamora District (Cordillera del Cóndor) including the distinctive sub-class of skarn-hosted gold deposits.

Epithermal deposits

Quimsacocha (Gañarín belt) and El Mozo (Collay-Shincata belt) were studied as excellent examples of high sulphidation (alunite-kaolinite) epithermal gold deposits in southern Ecuador and which were formed by magmatic-hydrothermal processes comparable with high sulphidation systems documented elsewhere. The mineralization at Quimsacocha (late Miocene) is related with the development of a caldera above a rising magma chamber and in the SE sector at least part of the hydrothermal processes pre-date caldera collapse. Fluid flow was centred on incipient annular fractures and in other permeable zones such as early diatreme breccias. El Mozo (mid-Miocene) is related with the Baños Fault Zone. Two different levels of the epithermal system are exposed at the current land surface with the mineralization most intensely developed in the eastern part which represents the centre of the system. The mineralization in the western part is tightly confined to subvertical structures, which suggests a deeper or peripheral environment.

In both examples there was a phase of early ground preparation by oxidizing fluids of low pH followed by the introduction of gold-bearing fluids. The predominant structural control in the localisation of the alteration and mineralization indicates that large deposits cannot be expected. At El Mozo the mineralization potential at depth is considered low because erosion has exposed the main part of the system. At Quimsacocha further investigations are needed to clarify the local geology and identify the best structural-stratigraphic sites for the development of more extensive mineralized bodies.

Beroen (Molleturo orefield) and Gañarín (Gañarín belt) were selected for study as low sulphidation (adularia-sericite) epithermal deposits. The Gañarín epithermal system (early Miocene) may have been related to the development of the Jubones caldera with the mineralization localised in the NE-trending regional structures of the Gañarín Belt. The mineralization at Beroen is considered to be genetically related with a hydrothermal system established above high level intrusions of the Chaucha batholith (mid-late Miocene) now exposed in the south of the mineralized zone at lower elevations. The entry of fluids along structurally-controlled channels was the principal mineralizing process, but posterior brittle deformation permitted local remobilization of gold and the possible concentration in late fractures. Proximal volcanic features such as vents, calderas, diatremes and flow-domes are not evident in the Beroen concession.

The importance of the structural control in the localisation of the low sulphidation deposits is almost universally recognised. As with high sulphidation deposits they are spatially associated with volcanic centres and related structures. Low sulphidation epithermal mineralization can occur in a range of deposit styles from veins with bonanza grades to large low grade stratiform deposits. Beroen and Gañarín are good examples of bonanza-style vein deposits, but to date no significant stratiform disseminated mineralization has been found in Ecuador.

Volcanic-hosted Massive Sulphides

Five volcanic-hosted massive sulphide deposits were studied in detail: two in the La Plata District, Cordillera Occidental (La Plata and Macuchi) and three in the Alao-Paute District, Cordillera Real (Las Pilas, Cruzada and Guarumales). The massive sulphides deposits studied in both cordilleras are Sierran-Kuroko in type; the only special case is the Macuchi group of sulphide bodies which are not stratiform. All the deposits have formed in an oceanic island are setting and the lithologies indicate a submarine environment. Associated sedimentary rocks are scarcely represented and none of the massive sulphide bodies are surrounded by black slates which normally characterize Kuroko-type massive sulphides. Both island arcs (Macuchi and Alao) have accreted to the continent and have undergone low grade metamorphism and deformation. All the deposits are found within major sutures and/or close to a major structural lineament. This is reflected both in the internal deformation of the sulphide bodies and as a dismemberment of the original geometry which has totally changed the deposit architecture and impedes the recognition of some of the more characteristic features. None of the studied deposits show the typical mineral zoning found within the massive sulphide bodies. Precious metal grades, in particular gold, are also relatively high for this type of deposit.

The ages of the island arcs do not have any bearing on the possible existence of VHMS-type mineralization. In the Cordillera Real they are Jurassic to early Cretaceous with accretion in the Cretaceous whereas in the Cordillera Occidental they are Palaeocene-Eocene in age with accretion during the Eocene. Deformation of the Cordillera Real is more intense and the grade of metamorphism is slightly higher which results in the development of a more penetrative tectonic foliation, dismemberment of the mineralizing systems and complete recrystallization of the sulphides with a concomitant increase in grain size.

The control of the VHMS deposits is both stratigraphic and structural. This duality in the control is actually maintained, existing favourable lithological horizons are followed and there is a localizing system of fractures, but the faults have changed sense and were generated in the transpressive tectonism of the continental are accretion. Therefore, it can be proposed that the actual structural control in Ecuador has been caused by phenomena of inversion tectonics.

Primary features that accompany the mineralizing systems are difficult to identify because of the superimposed deformation and metamorphism. But the structural features defined in this study could be a great help for the localization of new deposits. Thus, in both Cordilleras a correspondence can be established between first-order brittle-ductile shear zones and the deposits and these structures are identifiable from remote sensing studies.

The most important prospective criteria are: oceanic island are environment, regional zones of deformation, extensive halos of stratiform alteration which marks the footwall of the massive style mineralization, possible magnetic anomalies, groups of sulphide bodies and base and precious metal anomalies in the regional stream-sediment geochemistry.

Porphyry deposits and epi-mesothermal systems related to intrusions

Porphyry-type mineralization and intrusion-related epi-mesothermal deposits of various types are known to occur within all the lithotectonic terranes of the Andean Cordillera of Ecuador. Migration patterns based on the ages of sub-belts show a progressive westward younging of porphyries from the cratonic sub-Andean ranges (Late Jurassic-mid Cretaceous) towards the trench (Early Oligocene to early Miocene) followed by a partial reversal with late Miocene porphyries localised on the eastern side of the Cordillera Occidental.

Six porphyry copper systems and four epi-mesothermal gold deposit systems related with intrusions equally divided between the Cordilleras Occidental and del Cóndor have been studied in detail. Additional comparative studies (brief visits) have been carried out on two porphyries in the Pachicutza orefield (Zamora District), the Zaruma-Portovelo vein systems and the breccia at Peggy Mine in the Collay-Shincata belt.

Amongst the three porphyry systems investigated in the Cordillera Occidental, Chaucha is located in the dominantly continental Chaucha terrane whereas the Junín and Gaby-Papa Grande are emplaced within the oceanic Pallatanga terrane. Chaucha and Junín are late Miocene Cu-Mo porphyry systems of ‘plutonic type’ emplaced within the calc-alkaline batholiths of Chaucha and Apuela respectively. Both systems are associated with second-order NE-trending faults which splay from, or interlink, the first order Andean-trending terrane boundary faults. Mineralization in both deposits is mostly contained within extensive phyllic alteration zones (with more localised silicification). These formed during convective hydrothermal circulation of dominantly meteoric fluids during the latter stages of the porphyry evolution and have overprinted the earlier orthomagmatic assemblages. Differences between Chaucha and Junín largely relate to depths of emplacement, deposit geometry and timing of events.

Gaby-Papa Grande are early Miocene Au-Cu porphyry-breccia systems of volcanic type emplaced with mafic volcanics of the Pallatanga unit. These deposits comprise texturally diverse multiple intrusive phases (dioritic/andesitic to tonalitic/dacitic) which vary in form from early bell-jar to late stage plugs and dykes associated with breccia pipe emplacement. There is no obvious alteration-mineralization zoning. Early pervasive potassic alteration has been widely overprinted by main phase stockwork mineralization characterised by Na-Ca (propylitic) alteration and sparse end-phase sericite-bordered veinlets. Breccia pipes range from pre-mineral magmatic to late-mineral hydrothermal. Enhanced gold grades are spatially related with the hydrothermal breccia pipes. The Papa Grande-Bella Rica sector is downfaulted along the EW-trending Guanache Fault relative the Gaby-Guadalupe sector in the north with the result that the Gaby porphyry-breccia complex is exposed at deeper levels.

Auriferous epi-mesothermal vein systems at Bella Rica and San Gerardo are hosted in adjacent fault blocks of the Pallatanga terrane. At Bella Rica the main vein swarm trends north to NW and locally WNW to E-W. There is a clear spatial and genetic relationship with the porphyry intrusions in terms of alteration-mineralization and paragenetic characteristics. The mineralization is dominantly mesothermal (Au + Cu + Ag ± As ± Zn ± Pb ± Bi-Te) with open space epithermal textures and mineralogical characteristics becoming increasingly common at higher levels in the system. Proximity to the porphyry intrusions towards the north and at depth is evident from the incoming of thermal metamorphism, andesite/microdiorite dykes, mineralized stockworks and biotitic alteration in major vein structures. Lateral and vertical mineral (e.g. pyrite vs pyrrhotite, tourmaline content, etc.) and metal (Zn + Pb vs Cu) zoning can also be related to proximity with the intrusion. Localisation of the vein system may be due to extensional reactivation of early Cenozoic compressive NW-SE structures (e.g. ramps to low angle thrusts) caused by magmatic updoming.

Gold mineralization at the San Gerardo mine camp is associated with Saraguro Group intrusive-extrusive dacite-rhyodacite complexes, the NW-trending Rio Chico serpentinite-filled fault zone and related structures. The Au + As ± Sb mineralization comprises sulphide-poor auriferous quartz-carbonate veins (breccia veins, crack-seal laminated veins, fissure fillings and stringer zones). Vein mineralization south of the Río Chico Fault is mostly hosted by NNW- to WNW-striking low angle thrusts and associated ramp structures generated during NE directed compression/dextral transpression. Subsequent regional extensional phases and clockwise rotation of the far field stress led to reactivation of these early structures (sinistral sense of lateral movement) and tectonic and hydraulic brecciation under epithermal conditions. San Gerardo, in contrast to Bella Rica, is characterised by elevated Sb, Cd, generally lower Ag, Cu and negligible Bi and Te.

Au-Cu-Mo ± W mineralized mesothermal tourmaline-rich breccia pipes are spatially and genetically related with subvolcanic intrusive bodies along major Andean trending faults/shear zones. The breccias have pipe-like and carapace geometry and are mostly of magmatic-hydrothermal type. The main group of breccia pipes occur within the Tres Chorreras-La Playa belt which follows the Bulubulu fault system. They are hosted within Saraguro volcanics and lie along NW-trending fault/fracture lineaments at or close to intersections with the SW- to WSW-trending extensional splay faults of the Bulubulu system. The breccia pipe at Peggy Mine lies within the regional NNE-SSW-trending Baños Shear Zone and is associated with small intrusions and dykes of intensely altered mid-Oligocene age rhyolite porphyry. Localisation of the Peggy breccia pipe is related to tranverse WNW-trending fractures.

Within the Zamora District in the Cordillera del Cóndor the porphyries of San Carlos (San Juan Bosco orefield), Cumay and Tumi (Nambija belt) and El Hito and Santa Barbara (Pachicutza orefield) were included in the assessment.

The San Carlos Cu-Mo porphyry was emplaced during the last stages of the magmatic evolution of the I-type Zamora batholith and is of 'plutonic type'. The porphyry deposit accompanies a late Jurassic suite of early-, syn-, late- and post-mineral intrusions. Breccias, apart from pebble dykes, are absent. Extensive hypogene alteration and metalliferous zoning is apparent with a dominantly potassic Cu-Mo centre and an outer propylitic zone with significant Pb-Zn values. The generally limited phyllitic overprint suggest that the system is dominantly orthomagmatic and/or has been eroded to a relatively deep level.

Cumay is a plutonic-type porphyry system associated with a quartz monzonite porphyry similar to San Carlos although the timing of emplacement is less constrained. Three phases of quartz monzonite porphyry identified at Cumay can be correlated in a general way with the early to late-mineral quartz monzonite - monzodiorite phases of San Carlos with the principal phase of metal introduction associated with the early mineral porphyry. Stockwork mineralization and alteration is superimposed on the main phase precursor granodiorite of the Zamora batholith. The alteration zonation grades from a potassic interior through a dominantly phyllitic to an outer propylitic zone and the stockwork shows an outward increase in the Fe:Cu ratios of the sulphides

The Tumi Cu-Au porphyry is interpreted as a volcanic-type calc-alkaline porphyry system comprising a fine grained rhyodacitic subvolcanic intrusive plug roofing within andesitic volcanics and in close proximity with a volcanic centre. The overlying volcanics contain pyroclastic breccias, alteration pseudobreccias and mineralized hydrothermal breccias. Emplacement of the porphyry is localized and controlled by intersecting fault zones. The system is characterised by a poorly developed metal zonation, a small nucleus of potassic alteration and a well-developed annular phyllic-argillic envelope. There is a spatial and possibly genetic relationship with peripheral deposits of gold-bearing skarn.

Gold-bearing skarn deposits in the Nambija belt are hosted principally in the Triassic mid-Piuntza division which is dominated by fragmental volcanics of intermediate composition. The development of the skarns has taken place within the intercalations of lime-rich volcaniclastic sediments. The lime content appears to be fundamentally related to the degree of skarnification and subsequent gold deposition. The initial widespread metamorphic skarn development was associated with the emplacement of the Zamora batholith. The ore skarns are replacements parallel to the stratification which overprint the metamorphic skarns adjacent to the faults and minor hypabyssal intrusions/porphyry copper stocks of Jurassic to Cretaceous age. Variations in the style and extent (lateral and vertical) of the stratabound or manto-style ore skarns between deposits is due to changes in facies and composition of the volcanosedimentary protoliths. The Nambija mine camp is optimally sited where the thickness is greatest of host lithologies with the greatest lime content. The Nambija skarns are oxidised calcic exoskarns, generally with low clinopyroxene:grandite garnet ratios. The clinopyroxenes and its alteration products are relatively rich in Mn. Pyrite is the dominant sulphide and they locally carry magnetite. The skarn-hosted gold mineralization is characterised by very low silver contents and is locally accompanied by Bi tellurides.

The gold was introduced into the skarnified units along steeply-dipping to vertical extensional faults. This took place under epithermal conditions and was accompanied by retrogressive propylitization of the skarn assemblage. The gold skarn occurrences primarily lie along NE and ENE structures, to a lesser extent N-S structures, at the intercepts of these structures and with NW-trending structures. NE- and ENE-trending structures tend to be dilational and hence are particularly favourable sites for mineralization with orebodies localised at inflexions, in *en-echelon* fault/fracture arrays and within extensional duplexes.

The role of the underlying porphyry stockworks in the El Tierrero sector of Nambija where mid-Cretaceous ages were obtained on sericites is examined. The stockwork mineralization is low in sulphides, locally carries significant amounts of magnetite and rhodonite and is dominated by potassic alteration. Fluid inclusion compositions are not typical of classic porphyry copper deposits. The high fO_2/fS_2 ratios are, however, consistent with gold-rich porphyry copper systems. A significant amount of telescoping is invoked.

In the Pachicutza orefield the El Hito and Santa Barbara Cu ± Au porphyry stockworks are associated with dacitic plagioclase microporphyry and quartz porphyry intrusions emplaced within the Zamora batholith. The Santa Barbara porphyry roofs in the Misahuallí volcanics. The El Hito porphyry exhibits well defined alteration-mineralization zoning with an inner phyllic-argillic copper core zone with anomalous Zn and Au and an outer halo of pyritic propylitization. The evidence indicates a minimal amount of unroofing.

Low sulphidation epithermal Au-Ag mineralization in the Chinapintza mine camp lies within a subaerial silicic to intermediate calc-alkaline volcanic-subvolcanic complex of Lower Cretaceous age. The Jurassic-age Zamora batholith forms the basement to this complex. Au-Ag-Pb-Zn-Mn mineralization occurs throughout the complex but is best developed in the Chinapintza and Biche dacite-andesite porphyries. The mineralization is more dispersed in the volcanics. Well-defined fault- and tensional-veins at 300 metres depth below surface flare upward into wedge-shaped multiple anastomosing stringer zones, breccias and stockworks which locally carry bonanza grades. Rhyolitic/rhyodacitic dykes and mineralized veins have been emplaced along the same structures and are genetically associated. The principal fault-zones, veins and dykes dip steeply southwestward whereas the smaller high level splay vein systems mostly dip northeastward. Extensional duplexes (dilational jogs) commonly link parallel (or subparallel) major vein systems. Gold-bearing hydrothermal breccia pipes are associated with rhyolite-intruded fault zones e.g. Reina del Cisne, and the marginal parts of diatremes e.g. San José. The mine camp exhibits pervasive and locally intense phyllic-argillic alteration which grades outward into weak propylitisation. The intrusive relationships, structural controls, permeability contrasts and depth of erosion are the prime factors to be considered in any exploration model of this system.

Given that the deposits are spatially and genetically related to magmatism structure is the singular most important control on the localisation of deposits. Review of the regional tectonic/structural framework and localisation of the mineralization indicates most of the deposits have a close spatial relationship with NS-trending regional- or district- scale faults. The orebodies, however, rarely lie on these fault lines but are mainly hosted in higher order faults with NE to ENE and NNW to WNW trends with localization specifically associated with intersections. Most of the post-Jurassic history has been under a dextral transpressive stress regime whereby second order faults with a NE to ENE strike would be fundamentally dilational.

In the Zamora District the importance of a mid-Cretaceous extensional event was recognised during which the kinematics were different and for many fault orientations were reversed. It was precisely during this period when the main introduction of intrusion-related epithermal mineralization occurred.

The Zamora district lies within the domain of the Huancabamba deflection and it is recognised that the stress fields may have been more complicated during various stages of its evolution. It is concluded that various magmatic pulses and associated hydrothermal mineralization is generally associated with periods of change in the stress regime and especially at the start of extensional episodes following major compressional events.

In the Cordillera Occidental it appears that the change in far field stress from NE-SW to E-W at the end of the Oligocene generated extensional zones and structures and/or reactivated earlier dominantly compressional structures, which permitted the emplacement of intrusions and hydrothermal mineralization.

Identification of favourable structural settings can be facilitated with the use of satellite imagery, particularly RADARSAT, for district-scale faults in combination with high resolution aerial photography for the local-scale structures. Aeromagnetic imagery should assist in the identification of significant discontinuities especially basement faults concealed by thin volcano-sedimentary cover.

The PIMA instrument has proved to be a valuable tool for the elucidation of alteration assemblages in epithermal and porphyry systems and especially for identification of subtle but significant mineralogical changes and discriminating supergene from hypogene alteration effects.

The studies have shown that the alluvial gold fingerprint based upon the alloyed metal content and mineral inclusion types can be used to distinguish different mineralization environments and deposit types. In an area where alluvial gold is found in most of the drainage, it is considered that gold characterization studies would be an effective tool for identifying the range and distribution of hard rock sources at an early stage in any exploration programme.

Pilot studies show that hydrogeochemical methods offer potential advantages over many conventional exploration techniques with respect to simplicity, time and cost. The approach has particular scope in the Ecuadorian Andes due to the relatively high density of perennial streams. Furthermore, the effect of temporal discharge variations was found to be relatively low. The hydrogeochemical anomalies compared with those of stream sediments are more intense in places close to the sources and also more localized. Hydrogeochemistry has been found to be an effective geochemical exploration technique for subdistrict-scale reconnaissance and follow-up programmes and is recommended as a viable alternative or supplement to stream sediment surveys.

Various techniques of partial extraction were assessed for prospect-scale soil geochemistry. The anomaly patterns of enzyme leach over copper porphyry systems (Chaucha and Santa Bárbara) were very similar to the conventional datasets. However, it could have applicability over deeply concealed porphyry deposits. EL studies over epithermal deposits (Beroen and El Mozo) show different responses over high as compared to low sulphidation systems. In El Mozo (high sulphidation) the peak to background response to the mineralization is generally better than other techniques. At Beroen (low sulphidation) the advantages are less evident. It is recommended, therefore, that the EL data interpretation should be carried out by personnel with experience in this method.

The recently published geological maps and newly released regional geochemical data for the Cordillera Occidental provide a sound basis for the identification of favourable metallogenic settings. Key exploration criteria derived from the empirical and genetic models developed in this study facilitate recognition of prospective targets within these districts based on the integration of geological, structural, geochemical, mineralogical, isotopic and mineral occurrence information. Results of this study indicate that several areas are highly prospective for hosting a range of gold and polymetallic deposits.

INTRODUCCIÓN

Este volumen es un resumen del trabajo realizado entre octubre de 1997 y octubre de 1999 bajo el proyecto PRODEMINCA -Evaluación de Distritos Mineros, durante una consultoría del British Geological Survey (BGS) para investigar cinco tipos de depósitos de minerales metálicos en el Ecuador. Este proyecto está cofinanciado por los gobiernos de Ecuador (a través de un préstamo del Banco Mundial) y Gran Bretaña y se ejecutó conjuntamente con la CODIGEM (hoy DINAGE). Fue diseñado como un complemento del Programa de Información y Cartografía Geológica (PICG) que se realizó en la Cordillera Occidental entre las latitudes 4°S y 1°N y el Proyecto Cordillera Real (1985-1993) cofinanciado por el Departament for International Development - DFID (anteriormente Overseas Development Administration) del Reino Unido y el gobierno del Ecuador.

Los objetivos principales de este estudio fueron los siguientes:

(i) Estudiar mineralizaciones metálicas conocidas a fin de establecer modelos descriptivos y genéticos referidos a las principales clases de depósitos minerales existentes en el Ecuador y así definir los métodos de exploración más apropiados para cada clase de depósito, lo cual facilitará, además, la identificación de nuevos prospectos.

(ii) Facilitar y salvaguardar el acceso futuro a los resultados del proyecto mediante el uso de bases de datos digitales apropiadas y modernas y Sistemas de Información Geográfica (SIG) con el fin de difundir ampliamente los resultados y conclusiones de los estudios en el sector empresarial, tanto del Ecuador como del extranjero.

Los cinco estilos de mineralización identificadas para estudiar incluyen los siguientes:

1. Depósitos epitermales auríferos de alta y baja sulfuración.

2. Sulfuros masivos auríferos y polimetálicos hospedados en volcánicos.

3. Depósitos porfídicos de cobre ± oro ± molibdeno.

4. Yacimientos epi-mesotermales auríferos y polimetálicos relacionados con intrusiones incluyendo skarns, stockworks, sistemas de vetas y brechas.

5. Chimeneas de brecha mesotermales auríferas y polimetálicas ricas en turmalina.

Los estilos 1 y 2 son netamente volcanogénicos, aunque normalmente se encuentre cuerpos subvolcánicos y “stockworks” relacionados en las raíces del sistema magmático-hidrotermal, a veces la conexión está cortada y no expuesta. Los estilos 3, 4 y 5 son de génesis subvolcánica o plutónica, aunque en ocasiones las relaciones no son tan obvias.

Cinco distritos minerales, que incluyen ejemplos de cada estilo, fueron seleccionados tanto en la Cordillera Occidental como en las Cordilleras Real y del Cóndor. La selección de distritos se realizó también, tomando en cuenta la ubicación de los depósitos en terrenos oceánicos y continentales. Una base de datos de ocurrencias minerales y un sistema de SIG basada en MapInfo han sido creados e ingresados los datos para cuatro de los distritos.

La primera parte de este volumen describe la realización de estas investigaciones multidisciplinarias y las metodologías utilizadas, así como una revisión geotectónica y metalogénica del país. La segunda parte resume los resultados detallados en volúmenes 2-5 de los estudios llevados a cabo de los depósitos seleccionados. El trabajo realizado incluye estudios de campo y de laboratorio, usando un amplio rango de métodos geológicos, mineralógicos, geoquímicos, isotópicos y de sensores remotos.

Están presentados los modelos descriptivos y genéticos establecidos, los controles de la mineralización y los criterios de exploración claves para la identificación de áreas favorables para la existencia de los varios estilos de mineralización en el Ecuador. Se puede identificar nuevos blancos de exploración sobre esta base, con la asistencia de las técnicas de visualización para la integración de poblaciones de datos múltiples GIS.

Este trabajo ha sido realizado con la asistencia de varios consultores nacionales e internacionales, técnicos de CODIGEM (hoy DINAGE) y otro personal especializado del BGS. Además, es necesario destacar, que este trabajo no habría sido posible sin la colaboración y asistencia de las compañías mineras y de exploración que permitieron el acceso a sus propiedades, el registro de los núcleos de las perforaciones y los datos de exploración. La relación con las compañías y los detalles se encuentran reflejados en los agradecimientos.

1

FUNDAMENTOS DE MODELOS DE DEPÓSITOS MINERALES

1.1 Preámbulo

Virtualmente, en cada esfuerzo de exploración, si el programa está diseñado para encontrar una extensión de un distrito minero o un depósito de un mineral específico o simplemente involucra prospección regional, preside un análisis geológico de las posibilidades de éxito. Hay tres líneas principales de exploración previa a la perforación de un objetivo. Éstas son:

(i) Formulación de modelos de depósitos.

(ii) Aplicación de técnicas de colección de datos.

(iii) Evaluación de la información desde fuentes múltiples.

Este estudio enfoca el primero de estas tres importantes ramas para alertar la industria minera, así como al potencial para el descubrimiento de ciertos tipos de depósitos metalíferos económicamente viables en la Cordillera de Los Andes del Ecuador. Esto en su mayoría involucra la identificación de los ambientes geológicos más favorables y los controles de formación de minerales. Con esta base, el costo efectivo y eficiente de los programas de exploración pueden ser designados a tipos de objetivos de depósitos o asociaciones específicas. Esta evaluación se lleva a cabo en estudios piloto usando diferentes técnicas de exploración para intentar identificar los métodos más apropiados para exploración en el contexto de los Andes ecuatorianos.

Un modelo es un cuerpo sistemático de información que describe algunas o todas las características esenciales de rasgos o fenómenos particulares. Un ‘modelo de depósito mineral’ ha sido definido por Cox & Singer (1986) como la información sistemáticamente definida describiendo los atributos esenciales de una clase de depósitos minerales. Los modelos sintetizan grupos de características supuestas al poseer importantes atributos en común; ellas van desde empíricas a genéticas (Barton, 1993). Henley & Berger (1993) prefieren considerar los modelos como “constructores relacionados a aplicaciones” de los cuales el descubrimiento de un estilo específico de depósito será efectuado. Un modelo puede estar representado como una narrativa, lista de atributos, un cuerpo de ecuación, una caricatura, etc. o cualquier combinación de estos.

Los modelos son una tentativa para el entendimiento y representación de la génesis de un depósito mineral. Intrínsecamente los modelos genéticos son superiores a los puramente descriptivos debido a que ellos proveen de un criterio para distinguir lo esencial de los atributos incidentales y tienen la flexibilidad para acomodarse a la variabilidad de las fuentes, procesos y el ambiente de depositación.

Los modelos pueden ser simples o complicados, pero siempre deben ser flexibles. Cuando nuevos factores están disponibles, un geólogo debe estar preparado para acomodarlos dentro del concepto o hacer un cambio. No debe causar pérdida de objetividad y dar menor importancia a los nuevos datos. Un modelo debe ser dinámico, generar un marco creciente de ideas, las cuales gradualmente pueden estar acordes a la historia geológica del depósito. Con la mejora del modelo las probabilidades de ayuda para una buena exploración aumentan.

Los cuerpos minerales son fenómenos anormales resultantes de concentraciones inusuales de operaciones coincidentales de procesos comunes, la falta de solo un lazo en la cadena, o la ocurrencia de una característica geológica desfavorable hace un cortocircuito. Es cierto que el mejor lugar para buscar minerales es cerca de un campo minero antiguo porque la existencia del cuerpo mineral muestra que existe la combinación de procesos geológicos necesarios para su formación.

Evaluaciones negativas en algunas áreas de exploración han sido probadas como equivocadas luego de descubrimientos tardíos. Algunas veces reinvestigaciones de dichas áreas usando herramientas refinadas de exploración, renovados conceptos o nuevos entendimientos de los datos producidos durante un programa anterior, pueden dar lugar a nuevos descubrimientos. Algunos datos geológicos requieren de una interpretación específica; otros simplemente son sugestivos o permisibles. La anterior es de mejor ayuda debido a que se tiende a recortar la lista de posibles modelos o a restringir las áreas objetivas potenciales. Desafortunadamente en Ecuador donde estos tipos de datos están menos disponibles, las posibilidades genéticas son meramente sugeridas no clarificadas. Como los cuerpos minerales empiezan a ser más difícil de encontrar se le pone más atención a la exploración del tipo de ambiente permisible.

Modelos para muchos depósitos syngenéticos o synsedimentarios (ej. SMV) son claramente fuertes debido a que los depósitos están meramente hospedados en una facies especial del huésped y la geología del paquete huésped geográficamente extensa provee de una herramienta objetiva dependiente (ej. Unidades Macuchi y Alao). Para depósitos epigenéticos, sin embargo, el ambiente no podría ser relacionado a un paquete litológico. De esta manera mientras la tectónica de placas ha provisto de todos los marcos geológicos que se indican, por ejemplo, que la costa oriental del Pacifico tiene un ambiente favorable para depósitos de pórfidos de cobre, la conexión con la geología regional o distrital es más o menos tenue. Complicaciones también pueden aparecer con las variantes de rocas metamórficas de depósitos volcanogénicos masivos (ej. Distrito de Alao-Paute, Cordillera Real) las cuales pueden oscurecer la distinción entre subtipos Kuroko, Chipre, Besshi (aparte de los diagnósticos de perfiles de leyes y tonelajes).

Inherente a la descripción de modelos minerales está:

(i) Un sistema aceptable de clasificación.

(ii) Un concienzudo escogimiento de los atributos esenciales de un sistema de clasificación.

Tipos de depósitos están generalmente definidos con base en las asociaciones geológicas, físico-mecánicas y mineralógicas comunes. La construcción de un modelo requiere por lo tanto una decisión acerca de la relativa importancia de cada característica en términos de la génesis del depósito. Puede ser una cantidad considerable de traslape en las características, hasta el punto que, en algunas instancias su subdivisión comenzará a ser algo arbitraria, ej. depósitos de pórfido de cobre. Además, la separación con base en las características descriptivas puede ocultar una conexión genética fundamental. Por ejemplo, un depósito epitermal dividido con base en los grupos de alteración (Heald et al., 1987) puede relacionar en algunas instancias a diferencias en tiempo de formación del mineral más que en un origen diferente (Berger & Henley, 1989). En los sistemas hidrotermales existe un continuo espacio-tiempo entre depósitos de pórfidos Cu-Mo-Au a través de tipos epitermales (Henley, 1990; Sillitoe, 1990). Aunque tales continuaciones están esencialmente implícitas en la clasificación de depósitos hidrotermales en Lindgren (1933) la presunción de temperaturas de formación y las relaciones con la profundidad ahora son poco válidas. Muchos depósitos muestran telescopiados y sobreimpresiones de ambientes diferentes hidrotermales.

Los modelos de depósitos pueden ser divididos en miembros finales empíricos y genéticos. La contribución de cada uno dependerá del tipo de depósito, el nivel de exploración/estudios petrogénicos realizados y la consecuente cantidad de información disponible. Modelos empíricos forman la base para la mayoría de programas de exploración, pero los modelos genéticos si están bien entendidos pueden explicar y constreñir los datos empíricos. Idealmente la combinación resultante forma un marco flexible para propuestas de perforación y evaluación de los riesgos de exploración. El incremento de la dependencia en modelos genéticos puede ser equilibrado con la madurez en la exploración y puede ser el único método viable para una futura exploración.

1.2 Programas de modelaje de depósitos

El Programa de Modelaje de Depósitos de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS siglas en inglés) de la División Ciencias de la Tierra de las Naciones Unidas, Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura (UNESCO) fue iniciado en 1985 para avanzar en el conocimiento geocientífico y experticia en el modelaje de depósitos minerales para usos en exploración y evaluación de recursos. Talleres, simposios y conferencias de modelaje de depósitos minerales han sido una parte integral del programa que ha sido puesto en marcha en muchos países desde sus inicios. Participan en este programa el Servicio Geológico Británico (BGS) y el Instituto de Minería y Metalurgia co-responsables de la Conferencia "Modelaje de Depósitos Minerales en relación con los Reservorios Corticales de los Elementos Formadores de Minerales" en Keyworth, UK en 1992, como parte de la reunión "Geology in Europe and Beyond" y un volumen de resúmenes extendidos están disponibles en Foster (1992).

El USGS Boletín 1693 "Modelos de Depósitos Minerales" (Cox & Singer, 1986) provee 87 modelos descriptivos y 60 modelos de ley-tonelaje. Los modelos descriptivos tienen dos partes: La primera que es una descripción del ambiente geológico (i.e. roca de caja, estructuras y ambiente de depositación) indican donde buscar el depósito y como delinear los terrenos apropiados para el depósito. También describe el tipo y ambiente de mineralización favorable para el modelo en cuestión. La segunda parte es una descripción detallada del tipo de depósito que incluye mineralogía, textura mineral, alteración y características geoquímicas que hacen posible reconocer y calificar un depósito basado en afloramientos limitados o en descripciones fragmentadas de la literatura. Los modelos de ley-tonelaje gráficamente muestran la distribución de la ley y el tonelaje de los tipos de depósitos (gráficos de frecuencia acumulada con curvas log normal bien acomodadas) definidos por modelos descriptivos. El Boletín 1693 del USGS ha sido usado en numerosas evaluaciones de recursos en Costa Rica, Bolivia y Venezuela (Cox, 1993). El mismo ha sido traducido al español (Cox et al., 1987) y utilizado como fundamento para cursos cortos. Otra referencia muy útil es el Reporte de la Geología Económica No. 36 del Servicio Geológico de Canadá (Esktrand, 1984) en "Tipos de Depósitos Minerales en Canadá: Sinopsis Geológica". El formato adoptado para los perfiles de depósitos presentado en este reporte, está mayormente basado en los perfiles de los depósitos minerales de British Columbia: versión 2 (Lefebure & Ray, 1995). Los perfiles de depósitos presentado son específicos para los depósitos y/o campos mineros ecuatorianos y sus características pueden ser comparadas con los perfiles de British Columbia, los cuales son designados para ser aplicables en cualquier parte del mundo.

1.3 Doble enfoque al modelaje

Esta evaluación ha sido necesariamente centrada en depósitos accesibles en tres dimensiones y para los cuales ya existe una amplia cantidad de información. La atención inevitablemente se ha dado en tipos específicos de depósitos. Sin embargo, como se indica en el preámbulo varios tipos de depósitos pueden formar parte del mismo sistema formador de minerales. Algunos pueden ser considerados como simplemente facies de otros y están indudablemente conectados a un mismo evento geológico. Esto es más evidente en sistemas de cobre porfídico los cuales comúnmente son la fuente de los fluidos mineralizantes y/o son la fuente de calor para la generación de un rango de depósitos de exocontacto (ej. skarns, mantos de reemplazamiento, sistemas de vetas, chimeneas de brecha, etc.). Por ejemplo, depósitos de sinter de fuentes termales, sistemas de vetas bonanza subyacentes y pórfidos más profundos pueden estar incorporados a un modelo global singular. En modelos genéticos interpretativos y predictivos todos necesitan ser tratados como un paquete de sistema entero porque cada uno indica el potencial para la existencia de los otros. Consecuentemente donde fuese posible un doble enfoque ha sido adoptado para estos complejos sistemas por medio de depósitos individuales descritos y luego interpretados como componentes de un sistema entero mineralizante.

2

MARCO GEOLÓGICO Y METALOGÉNICO DEL ECUADOR

2.1 Ambiente geotectónico

Los Andes forman una cadena montañosa continua de más de 7000 km de longitud a lo largo del margen activo del Pacífico en Sudamérica, y están bordeados hacia el occidente por una fosa oceánica que se extiende desde La Patagonia hasta Colombia. La cadena andina como un todo puede convenientemente dividirse en tres segmentos: Los Andes del Sur, del Centro y del Norte (Gansser, 1973; Sillitoe, 1974). La Cordillera de los Andes en el Ecuador forma parte del segmento de los Andes del Norte, caracterizado generalmente por la presencia de terrenos alóctonos, incluyendo fragmentos oceánicos/ofiolíticos (Feininger & Bristow, 1980; McCourt, et al., 1984; Megard & Lebrat, 1987), acrecionados al margen de Sudamérica desde el Cretácico medio (Egüez, 1986; Van Thournout, 1991). En términos generales, al presente está ocurriendo la subducción esencialmente ortogonal de la Placa de Nazca bajo el Continente Sudamericano en la porción ecuatoriana del margen activo. En detalle, corteza oceánica joven (<20 Ma) producida por el centro de esparcimiento Nazca-Cocos en la zona de Rift de Galápagos está siendo subducida en la fosa ecuatoriana con un ángulo de 25-35° (Rea & Malfait, 1974; Lonsdale, 1978).

2.2 Contexto geológico regional

Geográfica y geomorfológicamente, el Ecuador puede dividirse en tres regiones principales que reflejan fundamentalmente diferentes provincias geológicas. La Cordillera Andina o Sierra, que separa la Cuenca Amazónica u Oriente en el este, de la Planicie Costera o Costa en el occidente. El Oriente es una cuenca sedimentaria Mesozoica a Cenozoica, que incluye una secuencia de plataforma carbonatada, sobreyaciendo a un basamento cratónico más antiguo. El basamento y las secuencias de cobertura están intruidas por grandes batolitos granitoides, principalmente a lo largo de la compleja zona subandina de plegamiento y fallamiento que yace a lo largo del borde entre el Oriente y la Sierra.

La Cordillera Andina comprende dos cadenas montañosas subparalelas separadas por un graben central. La Cordillera Real hacia el Este está dominada por cinturones lineales de rocas metamórficas, intruidas por granitoides del Mesozoico temprano tanto de tipo S como de tipo I, cubiertos en mucho de su longitud por volcánicos del Cenozoico. La Cordillera Occidental hacia el occidente del graben está dominada por rocas volcánicas basálticas y volcanoclásticas del Mesozoico tardío al Cenozoico temprano (representando al menos en parte terrenos oceánicos acrecionados) y turbiditas clásticas intruidas por granitoides del Terciario medio al tardío y sobreyacidas por margen continental post-Eocénico, principalmente secuencias volcánicas calco alcalinas ácidas a intermedias. El graben interandino es una estructura extensional bordeada por fallas activas. Contiene gruesas y extensas secuencias volcanosedimentarias, Terciarias a recientes y volcánicas que probablemente son anteriores al Oligoceno-Mioceno. La Costa comprende una región de bajo relieve al occidente de los Andes y representa una cuenca de antearco del Cretácico tardío al Cenozoico, o una serie de cuencas subyacidas por corteza oceánica básica expuesta en las colinas de las cordilleras costeras.

2.3 Ambiente y evolución tectónica

Mientras los Andes Centrales representan un escenario geotectónico relativamente simple caracterizado por la subducción principalmente ortogonal de la placa oceánica Pacífica (Nazca) bajo el cratón amazónico, los Andes del Norte son más complejos y se producen como resultado de una subducción oblicua, traslación y acreción múltiple de terrenos alóctonos. Este cambio en geotectonismo ocurre abruptamente en la deflexión de Huancabamba donde la cadena andina cambia de dirección bruscamente de SE-NW a SW-NE. La deflexión de Huancabamba es una zona de transición importante caracterizada por fallas transversas y la presencia hacia el Oriente de la depresión amazónica que tiene rumbo E-W y que separa los cratones Guayanés y Amazónico, así como también por un cambio fundamental en las características magmáticas y metalogénicas. Esto puede reflejarse en la segmentación actual de la corteza oceánica con diferentes inclinaciones. Así desde Chiclayo en el norte del Perú hasta el Caribe la tectónica de placas es más similar a aquellas del occidente de los Estados Unidos.

Durante el Mesozoico temprano, la evolución del margen noroccidental de Sudamérica estuvo controlada predominantemente por una zona de suprasubducción tectono-magmática (Aspden et al., 1987; Jaillard et al., 1990). Desde el Jurásico tardío, sin embargo, la evolución involucra una creciente acreción de variados terrenos oceánicos y continentales, modificada por-zonas de falla/sutura con rumbo NNE y movimiento dextral transcurrente (“strike-slip”). La sutura y subducción de la corteza oceánica y sus plataformas (y arcos superpuestos) ocurrió durante el Jurásico tardío, en el Cretácico medio a tardío y en el Terciario temprano (Litherland et al., 1994; Jaillard et al., 1997).

La acreción Peltetec-Palenque fue el principal evento tectono-metamórfico que afectó a las rocas del Jurásico-Cretácico temprano (Litherland et al., 1994). Se interpreta que ésta representa la mayor acreción/colisión responsable del establecimiento del mosaico de terrenos del Ecuador antes de la adición del terreno Piñón. Todas las fallas mayores en la Cordillera Real, algunas de las cuales reactivaron suturas y fallas extensionales, pertenecen a este evento. La provincia de El Oro es un complejo acrecionario que incorpora fragmentos arrancados de la Cordillera Real junto con inclusiones de alta presión de origen oceánico que fueron tectónicamente emplazados dentro de un régimen transpresivo dextral (Egüez & Aspden, 1993; Aspden, 1995). La totalidad del terreno Chaucha se piensa que comprende un complejo de mélange relacionado a este evento mientras la cuenca “pull-apart” de Lancones dentro del terreno Amotape se formó durante la rotación horaria progresiva del bloque El Oro hacia una orientación Este-Oeste. La zona de falla Peltetec/Baños-Las Aradas que marca el borde de colisión Jurásico tardío-Cretácico temprano es una zona de cizalla mayor con rumbo andino que puede ser trazada por más de 2000 km a través de los Andes del Norte hasta el Caribe. Los terrenos oceánicos Piñón y Pallatanga del Cretácico temprano a medio, que ahora forman el basamento de la Cordillera Occidental y de la planicie costera, y sobre los cuales se acrecionó el arco de islas Macuchi, se descolaron de la placa Chaucha durante el Cretácico tardío-Terciario temprano. El choque comenzó en el sur y gradualmente se fue cerrando hacia el norte donde fue incorporada una cuenca de antearco de sedimentos de flysch. El contacto tectónico entre este terreno y el complejo acrecionario del Jurásico tardío-Cretácico temprano está marcado por el sistema de fallas Calacalí/Pallatanga-Bulubulu en Ecuador y la falla Cauca-Patía en Colombia. La acreción del Cretácico tardío marcó la emergencia de una proto Cordillera Real que se evidencia por los ambientes sedimentarios contrastantes a cada lado de la Cordillera, con turbiditas marinas Maestrichtianas de la Unidad Yunguilla acumulándose en el occidente y capas rojas de la Formación Tena acumulándose en el oriente (Baldock, 1982). A fines del Eoceno, el arco Macuchi fue acrecionado oblicuamente al margen continental y trasladado hacia el norte, deformando la cuenca marginal de antearco del Paleoceno-Eoceno conocida como grupo Angamarca y en lugares de emplazamiento tectónico de porciones de Pallatanga dentro de sedimentos Yunguilla. La zona de falla Chimbo-Cañi marca la línea de sutura de este evento acrecionario.

Así, el collage resultante de terrenos representa diferentes dominios geotectónicos que han sido sucesivamente adheridos (y readheridos) al cratón amazónico durante la separación de los continentes de Norte y Sur América. De este a oeste estos terrenos, de acuerdo al criterio de Litherland et al. (1994) modificado por McCourt et al. (1997), son:

(i) El terreno Oceánico Salado, que representa una cuenca de arco marginal de edad Jurásica superior.

(ii) El terreno continental Loja compuesto por esquistos y gneises del Paleozoico.

(iii) El terreno Alao que representa una secuencia completa de arco de isla metamorfizada de edad Jurásica tardía.

(iv) El terreno Guamote, una secuencia sedimentaria de margen pasivo.

(v) Los terrenos continentales Chaucha-Amotape que contienen fragmentos del terreno Loja del Paleozoico.

(vi) El terreno ofiolítico Pallatanga del Cretácico medio que fue acrecionado contra el terreno Chaucha durante el Paleoceno.

(vii) El terreno Macuchi que se estableció durante el Eoceno.

(viii) El terreno Piñón, un eslabón de la plataforma oceánica Cretácica que incluyó al terreno Pallatanga.

(ix) El terreno San Lorenzo, un arco de isla primitivo del Cretácico Superior adherido al terreno Piñón.

El período que va del Eoceno tardío al Mioceno temprano estuvo dominado por volcanismo de margen continental relacionado a subducción del Grupo Saraguro, la cual se inició durante la colisión final y la acreción del arco Macuchi. El traslado hacia el norte del terreno Macuchi se cree que generó una estructura tensional 'pull-apart' entre la cordillera emergente, lo que facilitó el rápido ascenso de voluminosos magmas andesíticos. Siguiendo el rompimiento de la placa Farallón en las placas Cocos y Nazca, hace alrededor de 26 Ma (Pilger, 1983; Somoza, 1998), la evolución geotectónica del Ecuador ha sido dominada por la subducción hacia el este de la placa Nazca y el desarrollo asociado en el Neógeno de volcanes de tipo de arco de margen continental, construidos predominantemente sobre la asociación de terrenos acrecionados (Litherland et al., 1994). Durante el Oligoceno tardío-Mioceno temprano, la actividad volcánica del Grupo Saraguro fue más silícica con la emisión de flujos piroclásticos de gran escala separados por deformación y erupción. La evolución post-Saraguro ha involucrado ciclos alternantes de extensión y compresión, la formación de aisladas cuencas fluvio-lacustres intramontanas dentro del graben interandino y la progresiva migración de la actividad volcánica hacia el norte.

2.4 Metalogénesis

Síntesis generales e ideas sobre las provincias metalogénicas de la cadena andina, su zonación longitudinal y la influencia de la segmentación en esa distribución, las diferentes épocas de la deformación y el origen de los metales, han sido publicadas por Putzer (1976), Ericksen (1980), Ericksen et al. (1990), Petersen (1980) y Sillitoe (1972, 1974, 1976 y 1988). Sillitoe (1970) fue el primero en aplicar la teoría de la tectónica de placas al análisis de los depósitos de minerales en los Andes y esto fue seguido por tesis que relacionan la zonación metalogénica andina a procesos operativos en los márgenes convergentes de placas. Esos y otros estudios (Sawkins, 1972) demostraron que la teoría de la tectónica de placas es una poderosa herramienta para el entendimiento de la génesis y distribución de los depósitos minerales andinos. El orógeno de los Andes Centrales provee el más completo y mejor expuesto ejemplo de metalogenia en un margen de placa convergente. Siendo un área tipo para metalogenia de margen continental, las características exhibidas por los Andes Centrales se consideran como un modelo con el cual la metalogenia y la historia geológica de orógenos más complejos pueden ser comparadas. Tipos de mena magmatogénicos están presentes en cinturones longitudinales claramente definidos dominados de Oeste hacia el Este por Fe, Cu-(Au-Mo), Cu-Pb-Zn-Ag y Sn-(W-Ag-Bi). Se cree que estos cinturones se relacionan en profundidad a una zona de subducción estable de bajo buzamiento.

Case & Cox (1980) enfatizaron por primera vez el especial contexto metalogénico de los Andes del Norte, caracterizado por una superposición de provincias hidrotermales "andinas" al tope de múltiples fragmentos de corteza oceánica acrecionada y de primitivos arcos magmáticos. La primera recopilación de ocurrencias minerales en el Ecuador fue realizada por Goossens (1969, 1970). En una publicación posterior, Goossens desarrolló una zonación horizontal y vertical de diferentes tipos de mineralización. También enfatizó la relación de algunos depósitos hidrotermales de minerales con las intersecciones de importantes estructuras longitudinales y transversales (Goossens, 1972). Paladines & San Martín (1980) distinguieron dos provincias metalogénicas principales: Una provincia occidental, relacionada a un contexto geosinclinal, y una provincia oriental de afinidad continental. Éstas se subdividen en subprovincias de acuerdo con los metales predominantes. En un estudio adicional, San Martín (1978) consideró sobre todo la asociación de ciertos tipos de mineralización con ciertas litologías. Ambos autores tratan también de identificar diferentes épocas metalogénicas. Aucott (1978) notó una influencia de segmentación en la metalogenia ecuatoriana. Esto se expresa principalmente por una marcada diferencia entre las áreas al sur y al norte del Golfo de Guayaquil. Una de las diferencias notadas fue la ausencia aparente de depósitos de cobre porfídico bien desarrollados en la parte norte. Sillitoe y otros (1982) en una contribución especial sobre depósitos de cobre porfídico en Colombia mencionan la existencia de tres cinturones subparalelos. La zonación pudo estar correlacionada directamente con cinturones intrusivos existentes en la Cordillera Occidental ecuatoriana (Sillitoe 1988) incluyendo el cinturón Apuela- Maldonado del Mioceno y el cinturón Río Baboso-Santiago-Cayapas del Eoceno. Otros trabajadores confirman la existencia de esos cinturones en Colombia (Toussaint & Restrepo, 1982; Aspden et al., 1987). Con el beneficio de más restricciones impuestas por dataciones, este concepto se refina mayormente en el Capítulo 8 (Fig 8.3). Recopilaciones regionales de información sobre depósitos metalíferos conocidos en el Ecuador han sido desarrolladas por misiones Belgas (Van Thournout, 1990), Francesas (BRGM-CODIGEM, 1992) y Británicas (Litherland et al., 1994) y en 1993 un mapa metalogénico fue publicado bajo los auspicios de la Administración para el Desarrollo de Ultramar (ODA, hoy DFID) del Reino Unido. En 1996, Paladines y Rosero publicaron un libro sobre la "Zonificación Mineralogénica en el Ecuador". Este volumen reitera las conclusiones de Paladines y San Martín (1980) y Paladines (1988) en el contexto del marco geotectónico delineado por Litherland et al. (1994). El libro también contiene una base de datos útil de todos los depósitos conocidos y ocurrencias de minerales metálicos y no metálicos, sus localidades y algunas características básicas.

La subdivisión del Ecuador en dos provincias metalogénicas principales (Paladines & San Martín, 1980 y Paladines & Rosero, 1996) se describe así:

(i) Fe, Pt, Cr, Ti, Cu, Mo, Pb, Zn, Au, Ag que caracterizan los ambientes de arco y antearco de la provincia oceánica del occidente.

(ii) Au, Cu-Mo, Fe, Pb, Zn, Sn, W, Tierras Raras, U-Th que caracterizan los ambientes de arco y trasarco de la provincia continental del Oriente.

Esto es claramente una sobresimplificación que no toma en cuenta el contexto geotectónico.

Tabla 2.1 La evolución tectónica y metalogénica del Ecuador

Edad (Ma) Época	Entorno Geotectónico (Unidades estratigráficas)	Eventos Geotectónicos	Metalogénesis & Potencial Mineral
Cuaternario < 2 Ma	Cinturón Andino Depósitos volcánicos y sedimentarios no diferenciados	Subducción: levantamiento, reactivación de fallas y actividad volcánica extendida (al norte de 2°30')	Ag-Hg ± Au, Sb, As, S (sublimados y sinters), Au ± Pt, Ti (Placeres)
Mioceno Medio – Plioceno Superior ca. 20-2 Ma	Cuencas interandinas Grupos Zumbagua y Ayancay Formación Catamayo Volcánicos de Quimsacocha Batolitos de Apuela y Chaucha	Zumbagua Subducción: extensión seguida por compresión regional, inversión de cuenca, corrimientos y levantamientos Formación de la cuenca de Cuenca	Cu ± Mo ± Au (pórfidos y brechas) Au-Polimetálico (depósitos epitermales y epi-mesotermales) Au ± Hg ± Ag (epitermal: tipo sinter) Au (Placeres)
Eoceno Superior – Mioceno Medio ca. 38-20 Ma	Depresión interandina Grupo Saraguro y Unidad Silante Terrenos Pallatanga/Macuchi: Grupos de plutones Balzapamba-Telimbela	Saraguro Subducción: volcanismo continental subaéreo calcoalcalino y plutonismo (Tipo I) superpuesto sobre el collage de terrenos	Cu ± Au ± Mo (pórfidos) Polimetálico-Au (depósitos epitermales y epi-mesotermales) Au (Paleoplaceres)
Paleoceno-Eoceno Medio ca. 65-38 Ma	Terrenos Macuchi y Piñón Grupo Angamarca y Unidades Macuchi, Pujilí y Sacapalca. Complejo máfico Tampanchi Plutón San Lucas	Macuchi Subducción y acreción oblicua de arco de isla y secuencia de cuenca marginal trasera de arco (terrenos Macuchi y Piñón); volcanismo continental Intrusiones máficas y de granitoides	Polimetálico ± Au (sulfuros masivos volcanogénicos, depósitos epitermales y epi-mesotermales relacionados con granodioritas; Au: depósitos epitermales hospedados en skarn MGP (complejo máfico-ultramáfico)
Cretácico Superior ca. 85-65 Ma	Terreno Pallatanga (ofiolita) Tena (cratón) y Unidades Pilatón, Natividad, Mulaute y Yunguilla (Sierra)	Pallatanga (Evento B) Subducción: acreción de corteza oceánica (Terreno Pallatanga); Levantamiento y erosión; metamorfismo dinámico y plutonismo	Fe-Cu ± Au (Sulfuros masivos volcanogénicos) Au ± Pt (Paleoplaceres)
Cretácico Medio ca. 115-85 Ma	Terreno Amotape (Unidad Celica/Alamor) Formaciones Hollín y Napo	Celica Volcanismo & plutonismo calco-alcalino de cuenca marginal (tipo pull-apart). Sedimentación y plutonismo continental	Cu ± Mo y/o Au (Intrusiones de granitoides/pórfidos) Polimetálicos-Au (vetas epitermales)
Cretácico Inferior ca. 140-115 Ma	Ofiolitas y complejos de esquistos azules Complejo Raspas/EI Toro & Peltetec	Peltetec (Evento A) Acreción del terreno Palenque con corrimientos/transpresión	Cu-Ni ± Co, Cr, GMP? (ofiolita) Au (zona cizallada con vetas de cuarzo mesotermales) Polimetálicos (klippes de skarn)
Jurásico Superior-Medio ca. 190-140 Ma	Cadenas plutónicas (Tipo I) Zamora-Abitagua y Azafrán-Chingual; Unidades Upano, Misahuallí y Chapiza	Zamora-Azafrán Arco magmático continental Sedimentación continental (tipo red bed)	Cu ± Au ± Mo (pórfidos y skarns) Polimetálico ± Au (depósitos epitermales y epi-mesotermales) Cu-Ag o U-V (stratabound)?
Jurásico Inferior ca. 228-190	Terrenos Alao y Salado Unidad Palenque y Formación Santiago	Salado Secuencia de cuenca arco de isla; cuenca marginal; prisma de acreción plataforma submarina marginal	Fe-Cu-Pb-Zn ± Ag ± Au (Sulfuros masivos volcanogénicos)
Triásico Superior ca. 228 Ma	Complejos de granitoides y migmatitas (Tipo-S) Tres Lagunas y Moromoro	Tres Lagunas-Moromoro Tectonometamorfismo regional y plutonismo	Sn-W ± REE (Granitos Tipo S) Au-Sb (Zona de cizallamiento con vetas de cuarzo mesotermales)
Paleozoico	Sedimentos premetamórficos de los terrenos litotectónicos de Loja y Amotape-Chaucha y el cratón Amazónico	Cuencas intracontinentales (rifting)	

Tabla 2.2 Los terrenos litotectónicos y sus características

Región Morfo-Estructural	Terreno litotectónico		Origen y tipo de terreno
	Nombre	Edad	
Galápagos	Cordillera de Carnegie	Plioceno-Cuaternario	Dorsal submarina divergente entre las placas oceánicas Cocos y Nazca
Costa	Piñón	Cretácico Inferior-Pleistoceno	Terreno alóctono de corteza oceánica del Cretácico Inferior
	San Lorenzo	Cretácico Medio-Superior	Terreno alóctono de corteza oceánica o arco de isla primitivo
Cordillera Occidental	Pallatanga	Cretácico Medio a Paleoceno Medio	Terreno alóctono de corteza oceánica posible correlativo del Piñón, sobrepuesto por una secuencia antearco o de trinchera y sedimentos continentales Cenozoicos
	Macuchi	Paleoceno-Eoceno Medio	Terreno alóctono de arco de isla ensimática y cuenca marginal trasarco tectónicamente superpuesto sobre basamento oceánico
Depresión interandina	Chaucha	Paleozoico-Cuaternario	Terreno alóctono de un complejo de prisma de acreción con fragmentos de corteza continental de edad Paleozoico-Jurásico Inferior cubierta con volcánicos/sedimentos Cenozoicos
Cordillera Real	Amotape	Paleozoico-Oligoceno	Terreno alóctono de un complejo de acreción de El Oro y la cuenca 'pull-apart' Lancones de edad Cretácico Inferior a Paleógeno sobre un basamento continental
	Guamote	Jurásico Inferior a Cuaternario	Secuencia de margen pasivo sobrecorrida al terreno Chaucha y con cobertura Cenozoica
Cordilleras subandinas	Alao	Jurásico Inferior-Cuaternario	Arco insular con complejo de subducción (antearco-arco de isla oceánica-retroarco) con cobertura Cenozoica sobre un basamento continental
	Loja	Paleozoico-Triásico y Cenozoico	Secuencia semipelítica metamórfica de origen continental (cuenca de rift o margen pasivo) con granitoides y cobertura continental Cenozoica
	Salado	Jurásico	Cuenca marginal del Jurásico Inferior sobre basamento continental con granitoides (tipo-I) de edad Jurásico Medio-Superior
Oriente	Zamora	Paleozoico-Cretácico Medio Precámbrico?	Terreno autóctono con una cuenca de rift intracratónica de edad Triásica-Jurásica con un arco magmático continental de Jurásico Medio-Superior. Sedimentación y volcanismo continental en semi-grabens
	Napo-Cutucú	Paleozoico-Cuaternario	Terreno autóctono subyacido por basamento continental (cratón). Sedimentos de margen continental y plataforma marina; cuenca de rift volcano-sedimentaria pre-Cenozoica
	Iquitos	Plioceno-Cuaternario	Magmatismo y sedimentación Cenozoica Terreno autóctono de cuenca trasarco sobre basamento continental (cratón)

La Tabla 2.1 cataloga las asociaciones metálicas y los tipos de depósitos en términos de las características de los diferentes terrenos. El patrón general de occidente a oriente de cinturones metalogénicos reconocibles en la Cordillera Andina es como sigue:

(i) Fe-Cu-Au y Cr-Ni-Ti-Pt de los terrenos Piñón y San Lorenzo de la planicie costera.

(ii) Cu-Mo-Au y Ag-polimetálicos de los terrenos Pallatanga y Macuchi de la Cordillera Occidental.

(iii) Au-Ag-polimetálicos y Ag-Cu-Sn-W-Tierras Raras en los terrenos dominantemente continentales de Chaucha-Amotape, Guamote y Loja del graben interandino y la Cordillera Real.

(iv) Cu-Au-Mo, Au-Bi y Ag-Au-polimetálicos del cinturón continental Subandino.

Esto mantiene cierta similitud con la clásica zonación metalogénica de los Andes Centrales y refleja hacia el este un incremento de la influencia de corteza continental, puesto que la intervención atenuada de los terrenos oceánicos Alao y Salado de la Cordillera Real hospedan asociaciones metalíferas similares a los terrenos continentales adyacentes y, por tanto, no perturban el patrón general. Esto es justificado por datos de isótopos de plomo de menas en el terreno Alao, los cuales indican un significativo componente continental (Chiaradia & Fontboté, 1999).

Las diferentes fases de deposición de mena pueden relacionarse estrechamente a etapas sucesivas de actividad magmática-hidrotermal. Esto se resume en la Tabla 2.2 donde se han reconocido seis principales eventos: Triásico, Jurásico tardío, Cretácico medio, Eoceno, Oligoceno-Mioceno temprano y Mioceno tardío-Plioceno con un variado grado de superposición. La resolución de la zonación metalogénica, la cual no es sólo espacial sino también temporal, puede complicarse no sólo por el intercalamiento tectónico de terrenos con diferentes características de origen, sino también por diferentes eventos magmáticos en respuesta a la evolución geodinámica. Magmatismo y mineralización de cobre porfídico en los Andes del Norte migraron progresivamente hacia el occidente desde el Jurásico medio a tardío hasta el Eoceno y luego viraron su dirección durante el Cenozoico tardío. Como resultado los terrenos litotectónicos del Ecuador exhiben características metalogénicas híbridas.

El nivel de erosión es un importante aspecto cuando se considera la distribución de tipos de mena y la elucidación de zonación metalogénica regional. En general, es probable que los cinturones magmáticos más antiguos estén más erodados que aquellos asociados con pulsos magmáticos más jóvenes produciendo una pseudozonación aparente con, por ejemplo, depósitos mesotermales relacionados a intrusivos más erodados y antiguos, topográficamente bajo mineralización epitermal relacionada a un volcanismo relativamente más joven. Así, los cinturones volcano-plutónicos de la Cordillera Real y los intrusivos más jóvenes del margen occidental de la Cordillera Occidental representan niveles más profundos de erosión, mientras los intrusivos más jóvenes de las elevaciones principales de la Cordillera Occidental están menos profundamente erodados y el graben interandino y el cinturón de Au-Ag-polimetálicos representados por los terrenos Chaucha y Alao está caracterizado por mineralización epitermal de poca profundidad (<1 km de profundidad) aunque los pórfidos (2-5 km de profundidad) pueden estar expuestos en sectores más profundamente segmentados.

En su análisis de la metalogenia del Ecuador, Goossens (1972) sugiere un cambio hacia el este desde depósitos de Au-Cu-Mo a depósitos de mayor altitud de Pb-Zn-Ag, debido al nivel de erosión. Sin embargo, la provincia polimetálica de los Andes Centrales está claramente relacionada a subducción como es evidente por la presencia de abundante Pb, Zn y Ag en aureolas de depósitos de cobre porfídico en la provincia polimetálica del Perú en contraste a la casi ausencia de estos metales alrededor de la mayoría de los sistemas porfídicos más hacia el occidente. La abundancia de Ag relativa a Pb y Zn en el distrito de Azogues, el cual ha sido tentativamente correlacionado con el cinturón Cenozoico de Estaño-Plata de Bolivia (Mulshaw et al., 1997) puede interpretarse como una particular característica diagnóstica de ese específico segmento metalogénico.

3

METODOLOGÍA

3.1 Sensores remotos

3.1.1 Generalidades

Existe una buena cobertura de imágenes de satélite LANDSAT y RADARSAT para el área del PICG (Sub-componentes 3.3 y 3.4) en la Cordillera Occidental. Las imágenes LANDSAT TM son composiciones sencillas de tres bandas, realizadas para dar una resolución y una variación tonal uniformes a lo largo de toda el área de estudio. Las imágenes RADARSAT son del tipo estandarizado. Estas imágenes pueden prestar un considerable apoyo a la interpretación, tanto regional, como a escala de distrito, de grandes unidades, terrenos y estructuras tectónicas y magmáticas de primer orden y facilitar información útil para el conocimiento del contexto geológico en el que se enclavan los diferentes distritos mineros.

El procesado específico de los datos espectrales fue previsto como parte del asesoramiento del Subcomponente 3.5 de PRODEMINCA, con el objetivo de realizar estudios más detallados de los controles litológicos y estructurales de los yacimientos y de las aplicaciones potenciales de las imágenes de satélite a la exploración minera en el Ecuador.

Uno de los resultados del reconocimiento inicial de los distritos mineros escogidos para la investigación, fue la identificación de zonas donde las imágenes podían ser una gran ayuda en la interpretación geológica. Había dos temas principales de estudio:

(i) Controles estructurales, tanto a la escala regional como de distrito.

(ii) Reconocimiento de áreas de alteración.

Por consiguiente, se obtuvieron imágenes de dos distritos:

Distrito Zamora (Cordillera El Cóndor) donde los controles estructurales son extremadamente importantes según los estudios de campo y, con frecuencia, una extensa cobertura de nubes imposibilita el uso de imágenes pasivas; la herramienta más apropiada entre los sensores remotos debería de ser la imagen RADARSAT. Una imagen de alta calidad de la parte septentrional fue producida por el BGS a partir de los datos de RADARSAT adquiridos el 31 de mayo de 1998. Con transformaciones de intensificación, no aplicadas a las imágenes del Subcomponente 3.3 de PRODEMINCA, la imagen muestra muy bien los rasgos estructurales principales. Esperamos conseguir acceso a otra imagen de la parte meridional para completar la interpretación del distrito.

Distrito Azuay y Faja Baños (Cordilleras Occidental y Real entre 3° y 4°S), donde la cobertera vegetal es rala en una zona que presenta alteración extensa relacionada con sistemas epitermales que podría ser detectada por sensores remotos. Además, durante el mapeo de la hoja geológica correspondiente (entre 3° y 4°S), se encontraron evidencias de alteración argílica en varios lugares con una buena dispersión a favor de la pendiente. La posibilidad de identificar áreas de alteración en este sector usando datos de LANDSAT TM (obtenido el 26 de marzo de 1987) fue investigada mediante procesamiento interactivo en el BGS durante agosto de 1998. Las repuestas espectrales fueron comparadas con áreas conocidas de alteración hidrotermal.

3.1.2 Resultados

No hay una técnica o estrategia única que permita obtener resultados óptimos para todos los terrenos geológicos. Sin embargo, como regla general se seleccionan las bandas con los coeficientes de correlación más bajos (varianza máxima) y se mantienen los datos redundantes al mínimo. El resultado es, normalmente, una combinación de tres bandas, una banda del espectro visible, una del infrarrojo cercano (NIR) y otra del infrarrojo de onda corta (SWIR); o bien una del visible y dos del SWIR. Este patrón es tan constante que se pueden seleccionar las combinaciones de bandas más apropiadas mediante la simple inspección visual. Las combinaciones de bandas más eficaces para la discriminación litológica son: 3-4-5, 3-4-7, 3-5-7, 1-4-5, 1-4-7 y 1-5-7.

Fueron escogidas cuatro transformaciones diferentes de los datos LANDSAT TM para averiguar si podemos detectar áreas de alteración y cuales tienen la mejor respuesta. Éstas fueron las siguientes:

(i) Componentes principales 1-2-3 (ej. Figura 3.1).

(ii) Estiramiento de Decorrelación con los componentes 4-5-6 (ej. Figura 3.2).

(iii) Residuales logarítmicos de los componentes 6-5-4 (ej. Figura 3.3).

(iv) Combinación de las razones entre las bandas 5/7-5/4-3/1 (ej. Figura 3.4).

Las transformaciones (i) y (ii) son partes del mismo procesado digital. La decorrelación inicialmente crea seis nuevos componentes tomando seis bandas (1-2-3-4-5-7 – la banda 6, un canal térmico de 120 m, no ha sido utilizada) y luego se retransforman de vuelta a un espacio de color rojo-azul-verde. La imagen compuesta final de falso color utiliza las bandas decorrelacionadas (‘componentes’). El estiramiento de decorrelación ofrece un espectro de colores más amplio y mayor capacidad para discriminar diferencias sutiles. Una composición del cuarto, quinto y sexto canales decorrelacionados es especialmente efectiva para la discriminación litológica y es posible la codificación de colores para las diferentes rocas volcánicas y sedimentarias.

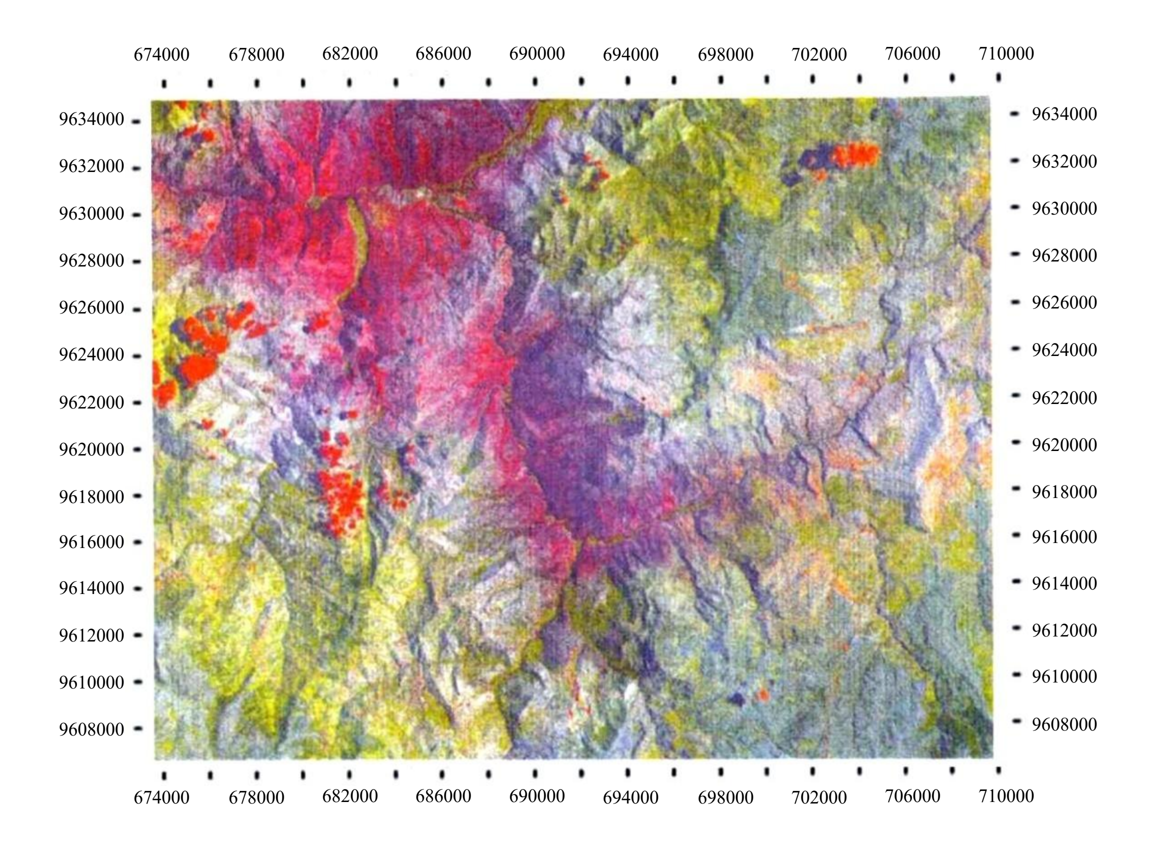


Figura 3.1 Componentes principales 1, 2, 3. Imagen satelital LandSat

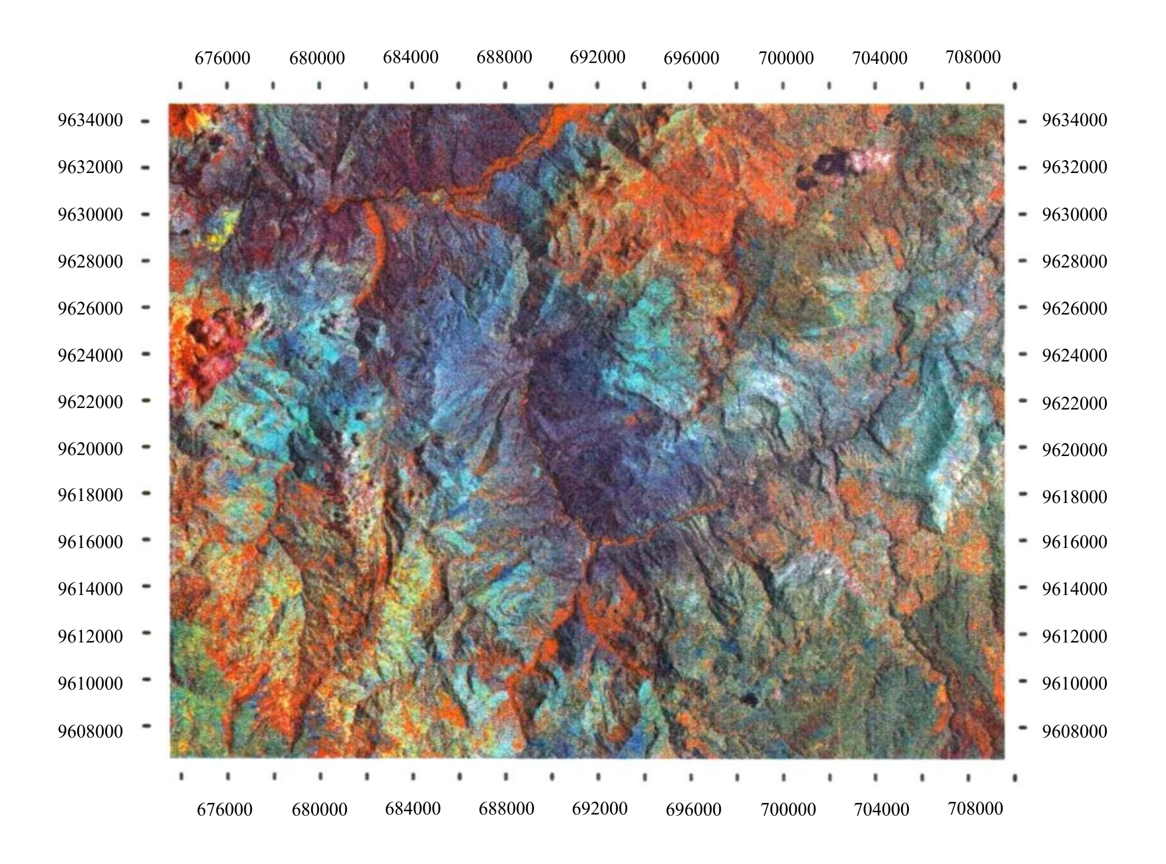


Figura 3.2 Estiramiento de Decorrelación con los Componentes 4, 5, 6, Imagen satelital Landsat

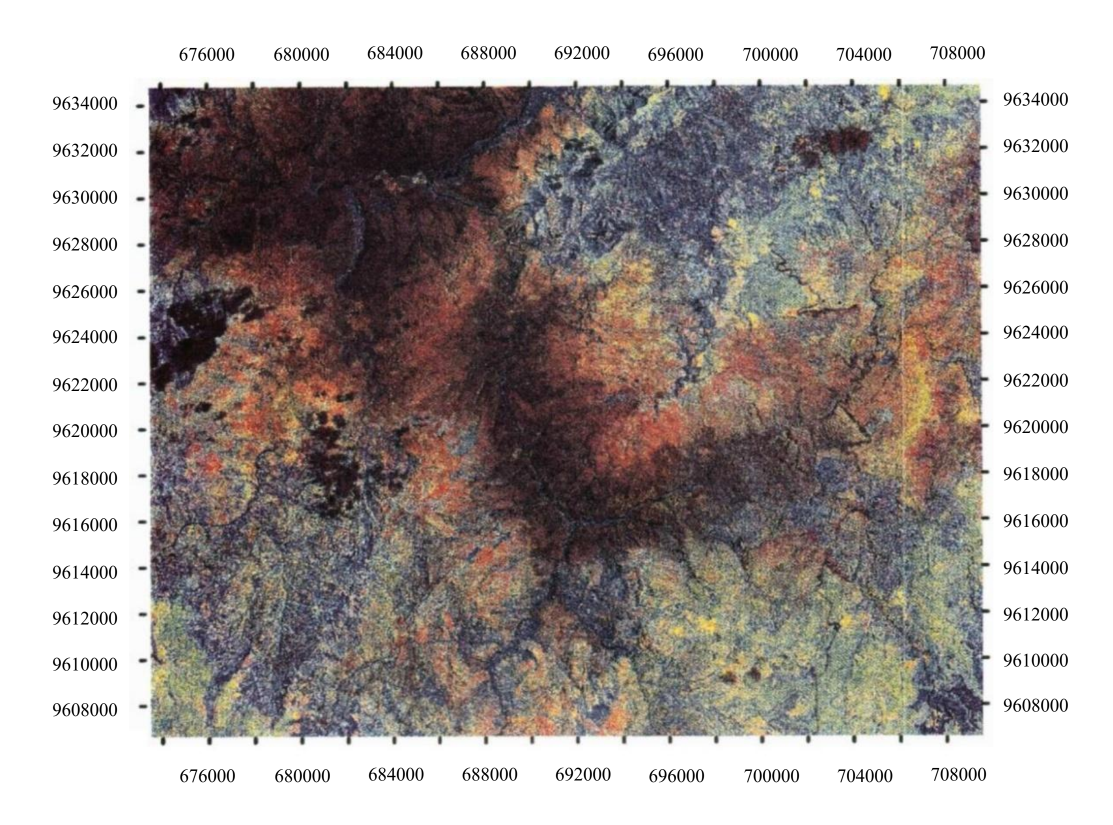


Figura 3.3 Residuales logarítmicos de los Componentes 4, 5, 6. Imagen satelital Landsat

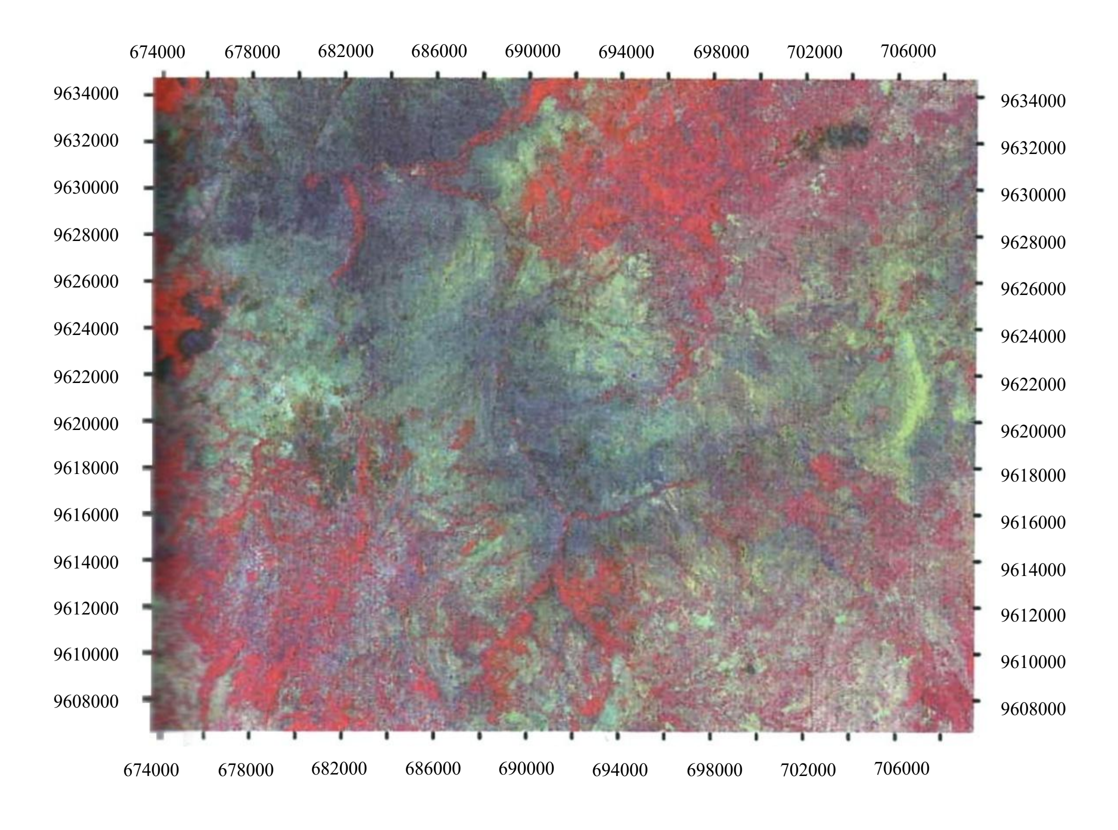


Figura 3.4 Composición de las razones entre las Bandas 5/7, 5/4, 3/1. Imagen satelital Landsat

La mayoría de los productos de alteración tienen una absorción fuerte para ciertas ondas de la parte SWIR del espectro. Esta característica sirve para distinguirlos de los otros minerales que forman las rocas. Por lo tanto, la razón TM5/TM7 será un excelente método de diagnóstico para la detección de concentraciones anómalas de minerales de alteración. Desafortunadamente esta razón simple no funciona bien cuando hay vegetación, debido a la reflectancia fuerte de las hojas verdes en la banda 5 y la absorción fuerte en la banda 7. Para evitar este problema se puede aplicar una corrección restante basada en uno de los índices de vegetación (NVI o DVI) o establecer una ecuación retroceso entre los índices y las razones TM5/TM7 utilizando datos de fondo de la roca y del suelo sin alteración, pero, normalmente, la densidad de cobertera vegetal es suficiente para ocultar la respuesta del lecho rocoso.

Examinando la imagen se observa que solamente en la parte semiárida (al Sur del paralelo marcado por la Falla Jubones) la detección de la alteración no está excesivamente afectada de forma adversa. La interferencia causada por la vegetación se produce incluso en el Páramo, debido a los pajonales, y afecta de tal modo que, por ejemplo, la Caldera de Quimsacocha, donde hay depósitos epitermales de alta sulfuración, no dio ninguna señal de alteración.

Teniendo en cuenta que la facilidad de interpretación varía en función de los colores asignados a cada banda o componente, comparando las diferentes transformaciones (ver Figs. 3.1-3.4) es evidente que la mejor expresión de la alteración (tonos verdes y amarillos) se produce en la imagen de estiramiento de decorrelación con los componentes 4 (Rojo), 5 (Verde) y 6 (Azul).

La comparación entre estas imágenes y los mapas geológicos de la misma escala (1:100000), indica que algunas anomalías pueden ser atribuidas a derrumbes; pero es posible que estos sectores sean más susceptibles de sufrir derrumbes a causa de alteración argílica.

3.2 Trabajos de campo

El plan inicial de actividades de campo estaba basado en la premisa de que todas las áreas de investigación identificadas para estudios en detalle precisaban, al menos, de dos visitas y que cada estilo de mineralización necesitaría un mínimo de ocho semanas de consultoría internacional.

La primera fase de trabajo de campo, que fue realizada durante los primeros seis meses del programa, implicaba visitas preliminares a tantos depósitos e indicios minerales clasificados para estudios detallados como fuese posible. Los objetivos principales de esta primera ronda de trabajos de campo eran:

(a) Determinar la naturaleza del terreno, grado de accesibilidad y potencial de información de cada lugar como parte de un proceso final de selección.

(b) Identificar los factores claves involucrados en el conocimiento de los controles de la mineralización y en la definición de los modelos de trabajo.

(c) Organizar una estrategia de trabajo para enfocar los problemas concretos y centrarse en los puntos fundamentales que ayuden en la exploración.

Las visitas preliminares fueron realizadas en los primeros seis meses para todos los lugares previstos, con la excepción de los pórfidos San Carlos y Cumay en el Distrito de Zamora, el Pórfido de Junín en el Distrito Imbaoeste, el Campo Minero San Gerardo en el Distrito de Ponce Enríquez y, El Mozo en el Cinturón Collay-Shincata.

La fase principal de trabajos multidisciplinarios de campo fue realizada durante el período mayo 1998 hasta marzo 1999. Por razones de logística, programación y la necesidad de tener los resultados de laboratorio como guía, esta fase principal de trabajo de campo fue dividido en dos visitas cortas por propiedad, en lugar de una única visita más larga.

Una tercera, y en la mayoría de los casos final, visita a las propiedades fue coordinada con la presencia de los consultores internacionales independientes y los trabajos del Grupo de Geoquímica (4).

Las actividades de campo han incluido:

-Enlace con los propietarios locales y de las minas y con el personal de las compañías mineras.

-Reconocimiento cartográfico a lo largo de carreteras seleccionadas y secciones geológicas de arroyos y ríos.

-Cartografía temática de los cuerpos minerales expuestos en superficie y en las labores mineras (principalmente estructural, de alteración y mineralización).

-Muestreo (fragmentos de roca y canales) de los afloramientos, tajos abiertos y labores de interior.

-Muestreo y levantamiento de columnas de perforaciones (usualmente columnas resumidas).

-Realización de espectros PIMA para los estudios de alteración (a partir de muestras de roca y de núcleos de perforación).

3.3 Programa geoquímico

3.3.1 Litogeoquímica

Está siendo realizado un programa de análisis químico multi-elemental de rocas y de material mineralizado como parte integral de la evaluación de distritos para:

(i) Determinar el rango de valores absolutos y las relaciones entre metales y otros elementos clave.

(ii) Clarificar la distribución espacial de las concentraciones de metales y sus interrelaciones.

(iii) Establecer las concentraciones umbral de los elementos clave de las rocas de caja.

(iv) Permitir la clasificación petrogenética de las rocas de caja.

(v) Cuantificar la variación espacial de ciertos estilos de alteración.

(vi) Apoyar la selección de las mejores muestras para los estudios mineralógicos.

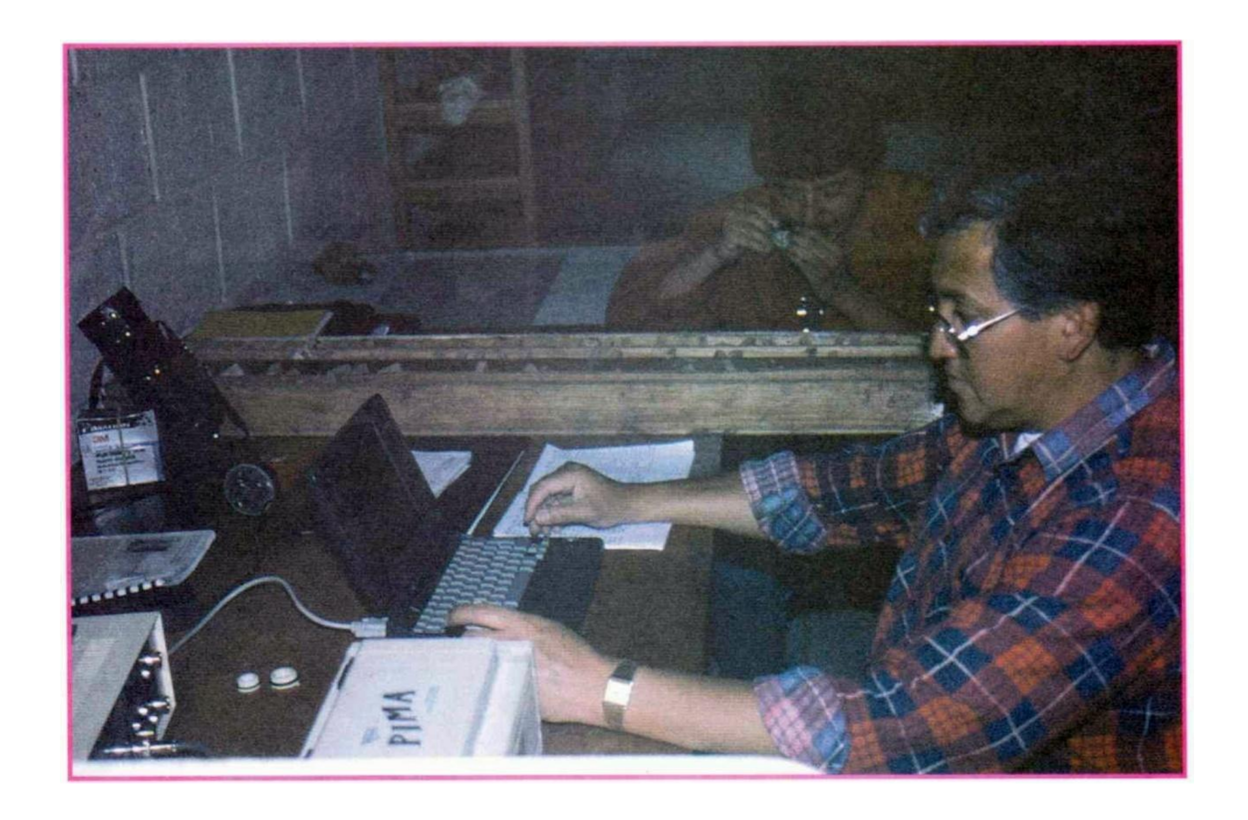


Foto 3.1 Personal del proyecto tomando espectros del PIMA para identificar minerales de alteración en los núcleos del pórfido del Tumi (Cerro Colorado), Cinturón Nambija, Distrito Zamora

En la actualidad se utilizan dos paquetes de análisis multi-elemental ofrecidos por ITS (Bondar Clegg):

(i) Digestión parcial por Aqua Regia (paquete de Au + 35 elementos) para las muestras de mineral.

(ii) Digestión total multiácido (paquete de Au + 34 elementos) para las muestras de roca donde los elementos litogeoquímicos mayores y trazas HFS son considerados importantes.

Ambos paquetes tienen el mismo costo por muestra, por lo que los méritos relativos de cada uno dependen del uso final de los datos. El camino de la digestión total es necesario si los elementos mayores que forman la roca o cualquier estudio petrogenético o de línea base es requerido. El único demérito es que la determinación del mercurio no está incluida en este paquete y que tiene un límite de detección más alto para determinados elementos litófilos.

Para detalles adicionales sobre los análisis químicos llevados a cabo durante el proyecto véase la Tabla 3.1. Los datos analíticos son presentados en apéndices que pueden ser revisados en la DINAGE.

Las muestras de mineral con altas concentraciones de metales básicos y preciosos presentan problemas analíticos particulares en los que los factores de disolución estándar para los contenidos de algunos metales exceden el rango óptimo de determinación. Cuando esto ocurre, el oro ha sido determinado gravimétricamente, mientras la Ag, Cu y Zn han sido determinados tras otro ataque de disolución. Otros metales/metaloides que pueden exceder el rango analítico, pero no son re-analizados rutinariamente, incluyen el Fe (máx. 10%), Ca (máx. 10%), Pb (máx. 10000 ppm), As (máx. 10000 ppm), Mn (máx. 20000 ppm), Cd (máx. 2000 ppm), Sb (máx. 2000 ppm) y Ba (máx. 2000 ppm). El zinc, incluso después de otro ataque de disolución puede aún exceder el rango analítico y para ciertas muestras es indicado como >15%. Con los métodos ICP los niveles muy altos de zinc interfieren con el wolframio. A concentraciones de >1% de Zn hay una correlación linear positiva con el W que aumenta artificialmente los niveles obtenidos para este elemento.

En el otro extremo del espectro, ciertos elementos tienen niveles bajos de detección (ej. Te, Sn) o están presentes en niveles tan bajos que no son determinados rutinariamente en los paquetes multielementos estándar (ej. Se), pero pueden ser importantes trazadores (pathfinders) e indicadores de estilos particulares de mineralización o de procesos hidrotermales. Por estos motivos, en el último grupo de análisis se incluye re-análisis mediante métodos específicos de determinadas muestras seleccionadas para elementos que caen fuera del rango de concentraciones analíticas estándar (Tabla 3.1).

3.3.2 Exploración geoquímica

Levantamientos geoquímicos de drenaje regional de la Cordillera Occidental han sido llevados a cabo bajo el subcomponente 3.4 de PRODEMINCA "Programa de Información y Cartografía Geológica" (PICG) que comenzó en 1995. Al tiempo de la preparación de este informe los datos geoquímicos para cuatro hojas de mapas de 1° , cubriendo el área entre 4°S y el ecuador han sido puestos a la disposición del público. Los datos para el mapa final entre el ecuador y 1°N deben estar listos para la primera mitad del 2000.

La metodología de muestreo y los procedimientos de control de calidad para el levantamiento geoquímico se ajustan a prácticas estándares internacionales de larga data, como se documenta en Darnley et al. (1995). Las muestras se recolectaron de arroyos de primer o segundo orden y fueron tamizadas en seco a la fracción de 80 BSI. La densidad promedio de muestreo sobre los cuatro mapas completados hasta la fecha es de aproximadamente 1 muestra por 2.6 km^2. Las muestras se analizan para un amplio rango de elementos mayores y traza que incluyen al Au. Detalles completos de los procedimientos de muestreo y analíticos, los métodos de control de calidad y los resultados obtenidos se dan en Williams et al. (1997, 1998).

En junio de 1998, dentro del Subcomponente 3.5 de PRODEMINCA, se fomentó un programa de orientación para valorar la utilidad de diferentes métodos modernos de exploración geoquímica para el reconocimiento de oro y metales básicos en el ambiente de la Cordillera. Los datos geoquímicos regionales recogidos dentro del Subcomponente 3.4 de PRODEMINCA para varias áreas con mineralizaciones conocidas de oro en la Cordillera Occidental indican que muchos indicios, particularmente aquellos de carácter epitermal de baja sulfuración, son resaltados pobremente por las técnicas convencionales de drenaje geoquímico. La identificación de herramientas alternativas para la prospección geoquímica en esos entornos es, no obstante, el objetivo principal del programa de orientación.

Tabla 3.1. Análisis químicos

Campo mineral/Cinturón Subdistrito Distrito Mineral	**Total de muestras para análisis**		**Análisis químico de rocas y pulpas**		**Análisis de otras medias**		**Reanálisis de pulpas para elementos seleccionados**	
	Rocas y Núcleos	**Suelos, Aguas, etc.**	**Disolución parcial**	**Disolución total**	**Suelos**	**Aguas y sedimentos**	**Total de muestras**	**Total de determinaciones de elementos**
Campo mineral Ponce Enríquez Azuay	235	0	103	132	0	0	70	286
Cinturón Gañarín Azuay	90	0	90	0	0	380	29	57
Campo mineral Molleturo Azuay	60	305	60	0	279	26	21	42
Cinturón Tres Chorreras-La Playa Azuay	41	0	41	0	0	0	8	8
Subdistrito El Oro Azuay	6	0	0	6	0	0	0	0
Cinturón Collay-Shincata Azuay	51	219	51	0	192	27	32	63
Distrito Mineral Alao-Paute	85	0	85	0	0	26	13	13
Subdistrito Cumbaratza Zamora	58	0	0	58	0	0	0	0
Subdistrito Gualaquiza Zamora	61	44	25	36	44	0	16	39
Distrito Mineral Imbaoeste	9	0	9	0	0	0	0	0
Distrito Mineral La Plata	47	42	47	0	42	0	6	6
Totales	**743**	**610**	**511**	**232**	**557**	**459**	**195**	**514**

3.3.2.1 Exploración hidrogeoquímica: Hasta hace poco el análisis de las aguas superficiales estaba considerado de valor limitado como herramienta de exploración geoquímica. No obstante, en los últimos 5 años este enfoque ha cambiado drásticamente con el desarrollo de instrumentos (notablemente ICP-MS) capaces de determinar concentraciones de metales en el agua dentro del rango ppb-ppt. Una influencia significativa adicional ha sido la revisión de los modelos pre-existentes de movilidad supergénica del Au y sus elementos trazadores. Los procedimientos hidroquímicos ofrecen ventajas de rapidez y simplicidad en ambos estadios de reconocimiento geoquímico, el de muestreo y el de laboratorio. Excelentes respuestas en picos y fondos para las mineralizaciones de oro y metales básicos han sido demostradas en ambientes que abarcan desde el Ártico al Mediterráneo. Series temporales de datos compiladas por el BGS en áreas con mineralización aurífera del Reino Unido sugieren que las firmas hidroquímicas de la mineralización están dominadas por los flujos-base, y tienen por tanto respuestas buenas a las variaciones de descarga. El método permanece, a pesar de ello, enteramente sin probar en el ambiente de las cordilleras del Ecuador.

El muestreo de aguas superficiales se realizó en 18 estaciones del sector de la Quebrada Hornillas que drena el Prospecto El Mozo y varios sistemas no mineralizados de dirección Noroeste, al Norte y al Sur del prospecto. En cada localidad, muestras de 2×30 ml fueron pasadas a contenedores HDPE a través de una membrana de acetato de celulosa de 0.45 mm. Una muestra de cada dos fue posteriormente acidificada con HNO_3 concentrado 1% v/v para asegurarse la retención de los metales traza en solución. Los valores del pH superficial del agua, la conductividad y la temperatura fueron registrados en cada localidad.

El muestreo en el área de Chaucha fue tomado durante una campaña de 5 días caracterizada por la presencia de intermitente y densa lluvia y alta descarga de los drenajes. Un total de 26 estaciones fueron muestreadas de las cuales 16 fueron localizadas en el Río Chaucha y los drenajes tributarios (Río Pita y Quebrada el Lanto) al Sur, Quebrada Trozo Urco y Quebrada Malacates en el Norte a 5 km del cuerpo mineral de Naranjos.

3.3.2.2 Análisis por lixiviación de enzimas (EL): El análisis mediante lixiviación de enzimas (EL) constituye un mecanismo potencialmente poderoso para la exploración de varios estilos de mineralización, incluyendo los sistemas porfídicos y epitermales. La técnica ha permanecido hasta ahora, sin embargo, en gran medida sin ser probada por las compañías comerciales que operan en el Ecuador. El método EL implica la extracción selectiva de los metales y elementos trazadores asociados exclusivamente de los óxidos de Mn inestables de los horizontes B de los suelos. La extracción, desarrollada por científicos de GSC durante la primera mitad de los años 90, usa una reacción catalizadora de enzimas entre azúcar y oxígeno para producir ácido glucónico y una solución de peróxido de hidrógeno de molaridad extremadamente baja. El H_2O_2 actúa como un agente reductor en presencia de óxidos metálicos de valencia alta como el MnO_2. El óxido de manganeso inestable es más reactivo que las fases cristalinas del Mn y por tanto es reducido selectivamente, liberando en el proceso, elementos traza absorbidos y/o co-precipitados. La reacción es auto-regulada, y con la expulsión del MnO_2 reducible se produce una ralentización del consumo de peróxido y la consecuente disminución de la velocidad de la reacción enzimática.

La ventaja principal del EL sobre las formas convencionales de exploración geoquímica es la capacidad potencial para detectar mineralizaciones ocultas por espesas secuencias volcano-sedimentarias cuaternarias, materiales transportados o espesos enterramientos húmicos. Aunque no totalmente comprendida, la formación de anomalías próximas a la superficie es probablemente el producto de la difusión acuosa y/o por gases (y el subsecuente aprovechamiento por óxidos de Mn en la zona de oxidación) de un amplio rango de elementos, con el proceso de difusión controlado por células electroquímicas débiles centradas en el punto de máxima oxidación del cuerpo mineralizado. En contraste con el patrón de anomalías de la geoquímica convencional, la dispersión lateral o desplazamiento de las anomalías EL respecto del cuerpo mineralizado es despreciable, independientemente del tipo de cobertera o estructura geológica.

Las anomalías EL exhiben a menudo en superficie expresiones complejas las cuales pueden convenientemente estar clasificadas en una base morfológica (Clark, 1995) y genética (Bajc, 1998) en las siguientes categorías:

(i) Oxidación (o halo).

(ii) Apical (o difusión).

(iii) Mecánico/hidromórfico.

(iv) Combinación.

Anomalías apicales, que típicamente involucran elementos de interés económico derivados de la mena, proveen los más conspicuos indicadores de mineralización. Anomalías de oxidación, las cuales son atribuibles a difusión amónica en una célula electroquímica (Bajc, 1998), producen típicamente perfiles de concentración de la forma 'orejas de conejo' alrededor de estructuras mineralizadas.

Fueron llevados a cabo levantamientos de suelos pilotos utilizando la técnica EL sobre los siguientes tipos de depósitos minerales:

(i) Sistema epitermal de alta sulfuración de El Mozo (cinturón Collay-Shincata).

(ii) Sistema de baja sulfuración de Beroen (campo mineral Molleturo).

(iii) Pórfido Cu + Mo ± Au de Chaucha (campo mineral Molleturo) y prospectos epitermales fue tomado a una resolución de 25 metros y los prospectos de pórfidos a intervalos de 100-300 metros.

Los procedimientos de colección y preparación son descritos por Williams (1999). Las muestras fueron lixiviadas en los laboratorios de Actlabs Ltd. en Ontario de acuerdo con el procedimiento descrito por Clark et al. (1990) y subsecuentemente fueron analizados por ICP-MS para 60 elementos mayores y trazadores. Para evaluar la efectividad del método EL, algunos juegos de muestras duplicadas fueron analizadas mediante técnicas de geoquímica bruta (disolución con aqua regia caliente y análisis de 31 elementos por ICP-ES y Hg para CV-AAS) y extracción parcial con hidrocloro hidroxilamina caliente (lixiviados HL analizados por ICP-MS por un juego más o menos análogo a los elementos de EL) en los laboratorios de Chemex Ltd. en Vancouver.

Los resultados de este estudio piloto mostraron que 12 elementos (Au, Cu, Sr, Pb, As, I, Mo, Zr, Br, Sb, Ag) parecen ser de utilidad directa para delinear mineralización o alternación asociada utilizando la técnica EL. Además, muestra que EL es una herramienta superior a HL como indicativo por las razones pico: fondos más altos para la mayoría de elementos receptivos de mineralización y su insensitividad relativa a las variaciones espaciales en la concentración de Mn en los suelos.

3.4 Estudios mineralógicos/petrográficos

La mineralogía es un componente esencial del estudio de los distritos minerales y es fundamental para el entendimiento de los procesos de formación mineral y la interpretación de los métodos determinativos globales como la geoquímica, la geofísica y el trabajo del PIMA. Los objetivos específicos de los estudios mineralógicos son los siguientes:

3.4.1 Identificación de rocas

Las identificaciones de campo, tales como volcanita intermedia o granitoide con hornblenda, son inadecuadas; especialmente si la mineralización está alojada exclusivamente en una dacita o tonalita, por ejemplo.

3.4.2 Definición de relaciones texturales

Es fundamental para la determinación de la paragénesis de la asociación mineral y las relaciones interminerales relativas de las observaciones macroscópicas de las texturas/estructuras de la mineralización.

3.4.3 Caracterización de la asociación de los minerales de alteración

El PIMA responde solamente a minerales hidratados o carbonatos. Es incapaz de detectar o cuantificar los efectos de la silicificación, albitización, turmalinización o alteración de feldespato potásico. Más aún, es necesario determinar que fases han sido alteradas, el rango completo de los productos derivados de la alteración y como se han sobreimpuesto los estilos de alteración (hidrotermal ± supergénica).

3.4.4 Interpretación de los datos geoquímicos

Esto es, de alguna manera interactivo, ya que la geoquímica puede sugerir la presencia de fases minerales accesorias que no son inmediatamente observables, mientras que la mineralogía indicará en que fases están alojadas o son susceptibles de estar alojadas las concentraciones anómalas de elementos clave.

3.4.5 Determinación de la naturaleza de la presencia de los metales económicos

Es importante conocer de qué forma y en que fases están alojados los metales económicos. Por ejemplo, el oro puede estar libre, en aleación con otros metales como fases distintas, ej. electrum (Au-Ag), petzita (Au-Ag-Te), krennerita (Au-Te), o como inclusiones submicroscópicas dentro de los sulfuros, ej. arsenopirita. La economía de la extracción del oro está profundamente afectada por la forma en la que el oro se presenta.

3.4.6 Caracterización del oro

El tamaño y la morfología de los granos de oro, su finura, inclusiones y entrecrecimientos con otros minerales reflejan las características primarias de un depósito conservadas en los granos durante su formación. Esta huella dactilar se mantiene cuando el oro entra en el medio aluvial y puede ser usada para determinar de qué tipo(s) de depósito ha derivado.

3.4.7 Selección de material adecuado para otros estudios

Para los métodos sofisticados y muy costosos, como los estudios de inclusiones fluidas e isotópicos (isótopos estables y determinación de edades radiométricas), cuyas determinaciones se efectúan en fases minerales individuales, es prudente, durante el proceso de selección del material, llevar a cabo un examen petrográfico/mineralógico mediante el microscopio, para determinar la abundancia, tamaño, forma y condiciones del mineral que va a ser usado. La Tabla 3.2 incluye un resumen del número de muestras recolectadas en cada área del estudio y utilizado en varios aspectos de los estudios mineralógicos, análisis microquímico e isotópico.

Láminas delgadas pulidas para el examen tanto en luz reflejada como en trasmitida, así como para el análisis con microsonda electrónica y microscopio electrónico fueron preparadas y examinadas en el BGS. Secciones pulidas de granos de oro montados en resina para los estudios de caracterización usando la microsonda electrónica también se llevaron a cabo en el BGS. Láminas delgadas solo para el examen con luz transmitida e identificación de minerales silicatos y rocas fueron preparadas mayormente en la Universidad Central del Ecuador, Quito. Cortes de muestras para la identificación de las asociaciones de minerales de alteración mediante el uso del PIMA y para las relaciones texturales macroscópicas de los minerales de la mena fueron hechos en los laboratorios de CODIGEM (hoy DINAGE) en Chillogallo, Quito.

Tabla 3.2 Número de muestras recolectadas y utilizadas en estudios mineralógicos, microquímicos e isotópicos

Campo mineral/Cinturón Subdistrito Distrito Mineral	Muestras tomadas	Muestras registradas con descripción	Láminas delgadas	Láminas pulidas	Caracterización del oro	Espectros del PIMA	Datación isotópica por K-Ar	
							Entrega	Resultado
Campo mineral Ponce Enríquez Azuay	392	355	47	45	0	259	2	1
Cinturón Gañarín Azuay	64	64	14	36	0	179	3	1
Campo mineral Molleturo Azuay	86	86	1	27	0	201	0	0
Cinturón Tres Chorreras-La Playa Azuay	304	166	37	28	5	256	2	0
Subdistrito El Oro Azuay	13	6	0	0	1	0	1	0
Cinturón Collay-Shincata Azuay	70	70	8	1+	0	102	3	3
Distrito Mineral Alao-Paute	154	154	10	22	0	26	0	0
Subdistrito Cumbaratza Zamora	363	334	34	32	21	268	8	8
Subdistrito Gualaquiza Zamora	168	164	27	26	5	127	2	2
Distrito Mineral Imbaoeste	121	121	2	5	0	220	0	0
Distrito Mineral La Plata	331	329	26	31	0	193	2	1
Totales	**2066**	**1849**	**206**	**253**	**32**	**1831**	**23**	**16**

3.5 Estudios de alteración

3.5.1 Introducción

Los depósitos minerales de origen hidrotermal, o aquellos que involucran el paso de fluidos acuosos calientes como parte del proceso mineralizante, mostrarán invariablemente procesos de alteración de las rocas encajantes y de sus minerales. El reconocimiento de las asociaciones de minerales de alteración ha sido usado, desde hace mucho tiempo, como una herramienta de exploración para localizar y definir posibles sistemas minerales y existen numerosas referencias sobre ello. Los efectos de la alteración son especialmente aplicables para los geólogos de exploración, ya que los halos de alteración son, frecuentemente, más amplios y por tanto más fáciles de localizar que los yacimientos minerales. La mineralogía y en algunos ambientes la composición química de la alteración suministra una indicación de la proximidad de la mineralización o, en un caso ideal, un vector hacia la mineralización. La clasificación de la alteración puede ser extremadamente útil para interpretar la geometría del sistema mineral y aportar guías para la mineralización. No obstante, cualquier esquema de clasificación para que sea internamente consistente requiere el conocimiento del ambiente de formación mineral. Ha sido realizada una gran cantidad de trabajo para determinar la relación exacta entre la mineralización y los minerales de alteración ya que los estudios de alteración se han convertido en una herramienta indispensable en la panoplia de los geólogos de exploración. Las principales preguntas a realizarse en cualquier estudio de las características de alteración son:

¿Qué tipos de productos de alteración están asociados con los minerales depositados en profundidad?

¿Cómo difieren de la alteración supergénica próxima a la superficie y debido a los procesos meteóricos?

¿Qué cambios pueden esperarse en las rocas de caja a diferentes distancias del depósito mineral?

¿Dónde es más probable encontrar yacimientos dentro de los patrones de alteración?

3.5.2 Clasificación y metodología

La clasificación de la alteración debe basarse en la identificación del mineral más importante, la asociación de minerales y los cambios químicos que han sufrido las rocas durante la mineralización. Los métodos litogeoquímicos para determinar la alteración han sido empleados con algún éxito en la exploración mineral, pero requieren de un detallado conocimiento de la roca original y el conocimiento de los procesos involucrados en la alteración. La clasificación mediante minerales de alteración o asociaciones minerales, apoyada en algunos casos por otras técnicas, facilita el acercamiento no-genético más simple a la alteración. A pesar de ello, pueden surgir complicaciones debido a la superposición o a la disposición telescópica de diferentes asociaciones de alteración. Además, cuando se usa la mineralogía de la alteración es necesario determinar las relaciones entre los minerales antes de asignarlos a una única asociación o interpretar sus relaciones con otros tipos de alteración.

Durante el desarrollo de esta investigación se han realizado observaciones petrográficas sistemáticas de campo y en algunos casos núcleos de perforaciones. Esto ha servido para cuantificar la intensidad de los diferentes estilos de alteración en términos de la cantidad de roca que ha sido reemplazada por fases minerales secundarias. No obstante, las identificaciones visuales no siempre definen la mineralogía y particularmente para las fases de alteración de grano fino dominadas por arcillas y filosilicatos.

Como parte integrante del estudio de la alteración se incorpora el uso de un analizador de minerales portátil mediante rayos infrarrojos (PIMA en sus siglas inglesas) para la identificación rápida de fases finas de alteración en el afloramiento, muestras de mano y núcleos de perforaciones.

El PIMA mide la reflectancia espectral en los infrarrojos de onda corta (SWIR : 1300-2500 nm) y es capaz de distinguir minerales que contienen iones de hidroxilo, agua y carbonato dentro de su red estructural. Los minerales que no contienen esos iones, como el cuarzo y el feldespato, no muestran características espectrales de absorción particulares a esas longitudes de onda.

Una característica común de absorción espectral en silicatos hidroxidados ocurre cerca de 1400 nm, lo cual es característico en minerales hidroxidados, como arcillas debido al sobretono del estrechamiento de la vibración en los hidróxidos. En adición la presencia de agua está indicada por una amplia característica de absorción cerca de los 1900 nm. El agua también tiene una característica de absorción cerca de 1400 nm, pero usualmente las características de los hidróxidos dominan esta parte del espectro. Otras importantes características de los diagnósticos espectrales de absorción ocurren cerca de 2200 nm, 2250 nm y 2330 nm y están relacionados al estrechamiento y doblamiento en los enlaces entre Al-OH (ej. minerales de arcilla), Fe-OH (ej. en cloritas y biotitas), y Mg-OH (ej. en cloritas y biotitas) respectivamente. Minerales de carbonatos también despliegan características absorciones espectrales, las cuales están asociadas con vibraciones en el ion de carbonato (CO_3^{2-}) resultando en una fuerte característica de absorción entre 2300-2350 nm juntos con características de absorción cerca de 1870 nm, 1990 y 2155 nm.

PIMA es una herramienta ideal para el mapeo de la alteración en la región y por la consistencia del reconocimiento y la distinción de las asociaciones de arcillas de la meteorización y la alteración hidrotermal.

El uso del PIMA incluye las siguientes ventajas:

(i) Portabilidad y fácil de usar – se trata de una herramienta sobre el terreno con la que se puede realizar rápida y consistentemente análisis de gran número de muestras cuando es necesario.

(ii) Tiene un costo bajo por unidad determinada en comparación con las técnicas de rayos-X y SEM.

(iii) El formato digital de los datos espectrales hace fácil su manejo del mismo modo que los datos geoquímicos. Se pueden comparar series de muestras relacionadas espacialmente, las proporciones relativas de importantes especies minerales dentro de los grupos de datos indicados y los datos pueden ser mostrados como columnas de sondeo o diagramas de contornos y ser comparados con otros grupos de datos.

(iv) Además de una identificación rápida y precisa de los minerales, el instrumento puede, en algunos casos, detectar sutiles diferencias en la composición y cristalinidad de ciertas series minerales en solución sólida. Más aún, pueden distinguirse arcillas asociadas con la meteorización de las de alteración hidrotermal.

Las limitaciones del método incluyen:

(i) La incapacidad de identificación de fases de alteración anhidras no carbonatadas.

(ii) Como con cualquier técnica de conjunto, es importante resaltar que los resultados no han sido comprobados con observaciones petrográficas para establecer la paragénesis.

(iii) La ventana de detección es de 1 cm^2 . En un sistema de alteración heterogéneo una medida puede dar un resultado distorsionado o erróneo. Se pueden necesitar por lo tanto varias medidas.

(iv) El paquete de programación usado para el análisis hiperespectral tiene ciertas limitaciones respecto del número de fases que puede distinguir con certeza y la posibilidad de falsas identificaciones entre especies minerales próximamente relacionadas o incompatibilidades entre ciertos pares de minerales.

El Analizador Portátil Infrarrojo de Minerales (PIMA) ha sido utilizado con éxito en este proyecto para la identificación de alteración mineral en núcleos de perforación y en muestras de rocas. Fueron realizadas 1800 medidas con un Espectrómetro PIMA 2 durante 2 fases de cinco semanas de trabajo en el campo (Nov-Dic 1997 y Junio-Julio 1998). Para depósitos epitermales, las medidas fueron realizadas cada 2-5 metros, mientras para los sistemas de pórfido más extendidos un espaciamiento de 5-25 metros fue suficiente. Para las asociaciones de alteración heterogéneas o mesoscópicamente zonadas, al menos dos medidas pudieron ser tomadas de los estilos contrastantes de alteración en cada uno de los sitios de observación. Los datos fueron recolectados y guardados en una computadora portátil para seguridad y revisión en-sitio. Los datos espectrales fueron analizados utilizando el programa “Spectral Geologist versión 1.1” comercializado por Aspee International Ldta. PYT, el cual identifica los dos más abundantes minerales de alteración y ha proporcionado una media de confianza para cualquier identificación.

Los estudios llevados a cabo durante esta evaluación han demostrado la utilidad del PIMA en exploración en el Ecuador. Lo cual provee una determinación rápida y económica, in-situ de un amplio rango de minerales de alteración, los que a menudo son difíciles de identificar en el campo debido a su grano muy fino o colores no diagnósticos. Existen dos enfoques básicos para el uso del PIMA en estudios de depósitos minerales. Primero, pueden emplearse para el mapeo directo de los sistemas de alteración, donde debido a la distribución de minerales diagnósticos identificados por el PIMA pueden ser interpretados en términos de modelos establecidos de depósitos para proveer los vectores de la mineralización. Segundo, los análisis sistemáticos del PIMA en un depósito individual en un campo mineral particular pueden permitir el reconocimiento de relaciones empíricas entre la asociación mineral identificada, o características particulares del espectro PIMA y los patrones de abundancia geoquímica. Estas relaciones empíricas entonces pueden ser usadas en una manera predictiva como guía local de exploración. Por lo tanto, cuando es usada en conjunto con otros métodos, el PIMA puede ayudar a mejorar de modo efectivo las exploraciones y por tanto reducir costos.

3.6 Datación isotópica

El modelaje de la evolución e interpretación de los controles de formación de los depósitos minerales en relación con los procesos geológicos regionales, dentro de un ambiente tectónico particular como el de los Andes ecuatorianos, requiere el conocimiento de los eventos temporales. Una gran cantidad de dataciones isotópicas de unidades geológicas clave de las cordilleras ecuatorianas (intrusiones mayores y extensos mantos de flujos de cenizas volcánicas) han sido realizadas durante la década pasada y la estratigrafía está ahora bien definida. A pesar de ello, hay escasez de determinaciones de edad de los eventos metalogénicos.

Las edades de los depósitos volcanogénicos están en general bien controladas por la estratigrafía. Los depósitos epigenéticos porfídicos y relacionados con pórfidos o intrusiones tienen, sin embargo, menor control estratigráfico y requieren controles más precisos de la edad de emplazamiento.

Esto es particularmente evidente en el aparente rango de edades de los pórfidos en Ecuador (Jurásico a Mioceno Superior o Plioceno Inferior). En Colombia han sido distinguidos, tentativamente, cuatro episodios con los correspondientes sub-cinturones de mineralizaciones de cobre. Al Norte de la Desviación de Huancabamba el patrón de la migración de los sub-cinturones de cobre es marcadamente diferente del de los Andes centrales. Desde el Jurásico al Eoceno Inferior, la situación de las mineralizaciones de cobre relacionadas con intrusiones se desplaza hacia el Oeste, mientras que, desde el Eoceno Medio, sin embargo, tiene una progresión hacia el Este comparable a la que caracteriza gran parte de Chile y Argentina durante el Meso-Cenozoico. El segmento entre las latitudes 7°N y 5°S sin embargo muestra un patrón espacio/temporal complejo y muy anómalo si se compara con el resto de la Cadena Andina (ver sección 7.3).

Otro aspecto que debe de ser tratado es la datación de los eventos tectónicos que son responsables del inicio y reactivación de las estructuras mineralizadas. Resulta evidente que muchas de las estructuras que alojan vetas mineralizadas epi-mesotermales han sufrido varias fases de movimiento bajo un régimen de esfuerzos cambiantes. Los resultados preliminares de este estudio indican que al menos dos episodios de movimiento han de ser invocados para poder explicar los conflictivos vectores de movimiento relacionados con períodos de extensión/dilatación y compresión bajo diferentes direcciones de los campos de esfuerzos remotos. Además, algunos depósitos parecen haber sido emplazados durante una época crítica de cambios en el campo de esfuerzos. A escala regional estos cambios pueden estar relacionados con las reorientaciones y fluctuaciones en las razones de convergencia de Farallón (Nazca) y Sudamérica. Así es particularmente significativo que haya un cambio mayor en la dirección de convergencia, de NE-SW a aproximadamente E-W, hacia el final del Oligoceno (ca. 25 Ma). El conocimiento del régimen de esfuerzos lejanos predominante durante la deposición es crucial para la interpretación de los controles estructurales clave y para que se puedan identificar los ambientes tectónicos y espacios físicos favorables para la mineralización.

Las dataciones han de ser enfocadas mayormente en las edades de pórfidos de cobre, intrusivos hipoabisales y mineralización aurífera epi-mesotermal relacionada a los distritos de Azuay y Zamora.

Problemas específicos por resolver incluyen:

(i) Confirmación de la presencia de intrusiones y mineralizaciones de edades cretácica y/o cenozoica en el Distrito Zamora.

(ii) La cronología del emplazamiento de los sistemas porfídicos mineralizados (incluyendo las chimeneas de brechas) en la parte occidental del Distrito Azuay.

(iii) Las edades de la mineralización dentro del cinturón Collay-Shincata asociado con la zona de falla de Baños en la parte oriental del Distrito Azuay.

Las separaciones de minerales y dataciones isotópicas K-Ar fueron llevadas a cabo en los laboratorios de la Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad de Leeds (Faculty of Earth Sciences, Leeds University), Reino Unido. 15 dataciones fueron obtenidas de las 22 muestras entregadas (ver Tablas 3.2 y 3.3). No fue posible datar siete muestras a causa de la separación insatisfactoria de minerales debido al entrecrecimiento de grano fino o se encontró el mineral seleccionado para datación demasiado alterado.

3.7 Estudios de inclusiones fluidas

Las inclusiones fluidas son defectos totales en los cristales que han atrapado fluidos precursores de la época de su formación. Su estudio puede aportar una información valiosa sobre la naturaleza física y química del medio fluido y a partir de ella deducir las condiciones dominantes en el sistema mineralizante paleo-hidrotermal.

Aunque el estudio de las inclusiones fluidas no fue provisto a causa del alto costo y discutido valor de los datos, puede aportar detalles útiles de las condiciones de deposición que son importantes para el modelo genético.

El BGS Minerals Group ha desarrollado una técnica basada en la utilización de la microsonda láser UV para el análisis elemental de las inclusiones con un solo fluido mediante espectrometría de masas de plasma inductivamente acoplada. Un rasgo innovador del sistema es una celda de ablación termal que permite una liberación de fluidos de los diferentes tipos de inclusiones más reproducible y mejorar la relación señal total/fondo para la mayoría de los elementos. Esta técnica permite detectar concentraciones minúsculas de los metales disueltos en las inclusiones.

En la actualidad se están realizando en el BGS investigaciones sobre la geoquímica de los paleofluidos de los sistemas de pórfidos de cobre mediante espectrometría de masas ICP con ablación láser para evaluar su potencial como herramienta de exploración. Los investigadores como parte de este estudio realizaron algunas determinaciones en vetas de cuarzo del sistema de "stockwork" porfídico El Tierrero que subyace los skarns de Nambija. Un resumen de las conclusiones se presenta en el Volumen 5.

Tabla 3.3 Resultados de datación isotópica K-Ar

Muestra	% K	% C.V.	Volumen radiogénico 40 Ar ($\times 10^5$ cm^3 g^{-1})	% Radiogénico 40 Ar	Edad (Ma)	Error
PTZ-32 Mica	3.581	0.49	1.3041 1.3707 1.4440	88.2 89.0 88.1	96	10
ST-15 Hornblenda	0.192	0.63	0.0889 0.0892	57.0 64.7	116	4
GS-44 Adularia	12.01	0.88	3.1666 3.0092	65.2 65.2	65	3
CBN-10 Adularia	13.2	0.28	2.4538 2.5332	77.6 73.7	48	2
CBN-10 Escogida a mano	13.05		2.5143	62.7	49	
NB-170 Sericita concentrada	6.611	0.8	3.0656 3.1151	87.5 96.5	116	4
NB-176 Sericita concentrada	3.917	0.81	1.5717 1.5669	90.1 91.2	100	3
SC-8 Hornblenda	0.424	0.62	0.2667 0.2748	82.8 84.4	157	5
MZD-32 Alunita	2.800	0.68	0.1372 0.1314	65.4 79.2	12.3	0.7
MZD-33 Alunita	6.686	0.84	0.4020 0.4007	68.9 75.8	15.4	0.7
GAR-21 Adularia	10.83	0.67	0.8976 0.8985	44.2 44.3	21.2	0.8
PE-20 Sericita concentrada	2.199	0.67	0.2738 0.2788	72.6 76.8	32	1
MA-129 Roca total	0.986	0.5	0.1819 0.1858	10.3 10.0	47	2
GBY-49 Roca total	1.600	0.67	0.1200 0.1217	43.1 44.0	19.3	1
CU-23-1 Hornblenda	0.755	0.43	0.4254 0.4374	49.4 78.8	141	5
CU-30-4 Feldespato-K	7.885	1.17	3.1876 3.2442	95.4 95.3	102	3

3.8 Cotejo de datos y diseño de la base de datos

Uno de los principales objetivos del Subcomponente 3.5 de PRODEMINCA es la presentación de los resultados de forma digital para facilitar el acceso a los datos, pero con las debidas salvaguardias cuando la confidencialidad necesite ser mantenida. Una base de datos relacionable y amigable será construida para que los datos puedan ser consultados y difundidos. Esto formará parte de un Sistema General de Información que incorporará temas o coberturas GIS.

La estructura de la base de datos del Subcomponente 3.5 de PRODEMINCA tendrá un diseño de abajo-arriba en donde primeramente son considerados los datos accesibles y después se construye el modelo que ajusta a los datos y que es deseable que sea producido, así como que tenga en cuenta las necesidades de los usuarios. Un acercamiento de arriba-abajo sería preferible pero los intereses corporativos a largo plazo, las unidades organizativas y sus funciones necesitan ser definidos y hasta que la planeada re-estructuración no sea efectiva esto podría no ser posible.

Ha sido desarrollada una Base de datos de Ocurrencias Minerales del Ecuador usando MS Access 97. Todos los datos están almacenados en la base de datos dentro de las tablas de MS Access, pero eventualmente tablas ORACLE serán desarrolladas para tener exactamente la misma estructura. Éstas serán instaladas en el servidor ORACLE de DINAGE y todos los formularios e interrogaciones desarrollados en la Base de Datos tendrán estas tablas como su fuente. Entonces, todos los usuarios podrían ver y editar datos en la misma ubicación.

La Base de Datos ha sido diseñada con 14 entidades las cuales son descritas en la Tabla 3.4. Las entidades y sus relaciones fueron trasladados directamente dentro de tablas y relaciones durante el diseño de la Base de Datos en MS Access. También hay 25 dominios o diccionarios de datos (ver Tabla 3.5).

Podrían tener acceso al diagrama de Relación-Entidad y los listados de los datos en los diccionarios por navegación de la base de datos o referencia a los apéndices del Manual (Collins-Punter, 1999). La Base de Datos tiene cinco formularios de ingreso de datos. Estos son:

(i) Información de ubicación

(ii) Mineralización

(iii) Asociación litológica

(iv) Metales

(v) Referencias

Hay nueve categorías de interrogación dirigidas por menús y estos tienen rasgos en común para facilitar una familiarización rápida con el sistema. Los diccionarios fueron compilados en inglés, pero también tienen un campo SPANISH_TRANS donde se visualiza la traducción en español.

La población de la Base de Datos durante el plazo del proyecto fue restringida a áreas seleccionadas para su estudio. Donde fue posible ha sido utilizado los mismos números de identificación que se encuentran sobre el mapa tectónico-metalogénico nacional (escala 1:1M; Litherland & Zamora, 1993). La vinculación con el SIG (basado en MapInfo versión 5) con una escala operacional de 1:100000 ha permitido una mejor definición y subdivisión de yacimientos y campos mineros en sectores y depósitos u ocurrencias individuales con características distintivas (ver Figuras 4.1 a 4.5). Por lo tanto, hay varios números de identificación cada uno con su propio perfil descriptivo. En estos casos el número tomado del mapa tectónico-metalogénico indica la ubicación del descubrimiento o centro histórico de producción.

Tabla 3.4 Descripción de las Entidades en la Base de Datos de Ocurrencias de Minerales

Entidad	Descripción
BIB_REFERENCE	Información sobre la materia de referencia bibliográfica relevante a las ocurrencias de minerales
DEVELOPMENT_EVENT	Actividad de desarrollo que ha sido documentada en una ocurrencia de minerales por un metal específico
GIS_LINK	Entidad de vinculación para la exportación de datos de ocurrencias de minerales hacia el SIG
OCCURRENCE	Información descriptiva y de ubicación de las ocurrencias de minerales
OCCURRENCE_HOST_ROCK	Rocas encajantes y unidades litoestratigráficas registradas en las ocurrencias de minerales
OCCURRENCE_REFERENCE	Remisión entre BIB_REFERENCE y OCCURRENCE, i.e. referencias bibliográficas que se relacionan con ocurrencias de minerales específicas
OCCURRENCE_COMMODITY	Metales económicos presentes en las ocurrencias de minerales
LOCAL_CONTROL	Controles que podrían tener efecto en la mineralización
POST_EVENT	Eventos posteriores que podrían tener efecto en la mineralización
MINERALISATION	Estilos de mineralización, dimensiones y tipos de depósitos documentados en las ocurrencias de minerales
MINERALISATION_MINERAL	Minerales registrados en las ocurrencias de minerales para estilos específicos de mineralización
RESERVES	Información de las reservas de metales específicos en las ocurrencias de minerales
PRODUCTION	Información de producción de metales específicos en las ocurrencias de minerales
ROCK_ALTERATION_MINERALS	Minerales y estilos de alteración registrados en las ocurrencias de minerales

Tabla 3.5 Descripción de los Dominios (Diccionarios) en la Base de Datos de Ocurrencias de Minerales

Dominio/Diccionario	Descripción
DIC_ABUNDANCE	Estimación del porcentaje de un mineral dada en una ocurrencia
DIC_ACTIVITY	Actividad llevada a cabo para un metal registrado en una ocurrencia
DIC_ALT_STYLE	Estilo de alteración
DIC_ALTERATION_INTENSITY	Intensidad de un estilo de alteración documentado
DIC_ATTITUDE	Posición del estilo de alteración documentado
DIC_COMMODITY	Metal registrado en una ocurrencia
DIC_DEPOSIT_TYPE	Clasificación de depósitos de minerales
DIC_DISTRIBUTION	Tipo de distribución mineral en el estilo de mineralización documentada
DIC_GEO_DISTRICT	Distrito mineral en el Ecuador
DIC_GRID_ACCURACY	Precisión de las coordenadas cartográficas desde 1 m hasta 100 km
DIC_GRID_FOCUS	Tipo de ubicación desde las coordenadas que fueron medidas
DIC_LANDUSE	Uso de tierra
DIC_LITHOSTRAT_UNIT	Unidad litoestratigráfica
DIC_LOCAL_CONTROL	Control local para un estilo de mineralización documentada
DIC_MINERAL	Mineral
DIC_MINERAL_CERTAINTY	Estimación de la certeza de la información registrada para un mineral
DIC_MINERAL_QUALIFIER	Calificador mineral para una litología dada en una ocurrencia mineral
DIC_MORPH	Morfología de un estilo de mineralización documentada
DIC_OCCURRENCE_TYPE	Tipo de ocurrencia mineral
DIC_OREFIELD	Campo mineral
DIC_POST_EVENT	Eventos posteriores relacionados a un estilo dado de mineralización
DIC_ROCK_TYPE	Tipo de roca
DIC_STYLE	Estilo de mineralización documentada en ocurrencias de minerales
DIC_TECTONIC_SETTING	Marco tectónico evidente para un estilo dado de mineralización en una ocurrencia mineral
DIC_TEXTURAL_QUALIFIER	Calificador textural para una litología dada en una ocurrencia mineral

4

DISTRITOS MINEROS

4.1 Introducción

La selección y delimitación al inicio de este estudio está basada en los siguientes criterios:

(i) Los distritos fueron tipificados por su particular estilo de mineralización o la asociación de depósitos y su alcance debería estar reflejado en los conjuntos metalíferos.

(ii) Colectivamente los distritos deberían reflejar un espectro de los principales tipos de depósitos, los cuales probablemente ocurren y tienen un buen potencial para exploración.

(iii) Ellos deberán caracterizar una división litotectónica particular, terrenos o asociación de micro terrenos.

(iv) Los distritos definidos deberán tener un potencial y proveer objetivos para futura exploración.

Factores adicionales, los cuales han influenciado la selección de áreas fueron:

(i) El requerimiento para incluir la Cordillera Oriental, así como también el área examinada por el programa PICG (Subcomponentes 3.3 y 3.4)

(ii) La necesidad de llevar a cabo una cobertura balanceada de la Cordillera Andina, a pesar de las circunstancias obviamente enfatizadas en la mitad sur del país.

(iii) La inclusión de tipos de depósitos que no habían sido estudiados previamente en un área que podría ser adecuadamente cubierta en el limitado tiempo del marco de trabajo del proyecto. Es de importante consideración la accesibilidad no solamente a datos existentes sino también a depósitos conocidos en el área.

Obviamente no todos estos principios pudieron ser satisfechos y la selección de áreas fue inevitablemente un compromiso. Por ejemplo, mientras un terreno particular puede ser favorable para alojar ciertos tipos de depósitos la impracticabilidad de cubrir dicha extensa área requirió la imposición de límites arbitrarios a los distritos. Por otra parte, en la cobertura con GIS existió una ventaja práctica en la amalgamación de terrenos adyacentes y subdistritos.

Por lo tanto, a pesar de que este estudio es esencialmente un estudio de distritos mineros se encontró un enfoque óptimo para un particular tipo de depósito y sus asociaciones en áreas específicas. Esto tiene dos ventajas en términos de desplegamiento de geólogos consultores económicos para maximizar sus particulares campos de experiencia y para la presentación de modelos descriptivos y genéticos con el acompañamiento de volúmenes temáticos.

Los estilos de mineralización que fueron investigados son los siguientes:

(i) ***Depósitos Epitermales en rocas volcánicas.*** Esto incluye dos tipos de depósitos: alta sulfuración (sulfato ácido) y baja sulfuración (adularia-sericita/cuarzo-adularia) definidos por Heald et al. (1987), y Hedenquist et al. (1996). Estos tipos de depósitos se hallan típicamente en rocas volcánicas del Eoceno Tardío al Mioceno Temprano del Grupo Saraguro, en las altas elevaciones a lo largo de los flancos en el valle Interandino en el centro Sur del país. Ellos están espacialmente asociados con fallas regionales las cuales tienen inclusive localizada actividad volcánica.

(ii) ***Depósitos de Sulfuros Masivos alojados en rocas volcánicas.*** Una connotación no genética está supuesta en el amplio espectro de este tipo de depósitos que incluyen sulfuros masivos volcanogénicos sin nombre. Sus características únicas son su ocurrencia en un limitado intervalo de la estratigrafía (a pesar de que raramente son estratoligadas), su asociación con volcánicos submarinos y volcanoclásticos y, la asociación polimetálica. Estos depósitos se encuentran comúnmente o tienen un potencial a ser encontrados en las secuencias de arcos oceánicos de islas-cuencas marginales en las dos principales cordilleras.

(iii) ***Depósitos de Pórfidos y Sistemas epi-mesotermales relacionados con intrusiones.*** Estos incluyen depósitos generados en un ambiente volcánico-subvolcánico que está espacial y genéticamente alojado por intrusiones calco-alcalinas. En adición a los depósitos de pórfidos un amplio rango de depósitos ocurre en esta clase, incluyendo en exocontactos: “stockworks”, skarns, brechas de chimenea y sistemas de vetas. Ellos comúnmente representan niveles profundos en sistemas epitermales alojados en rocas volcánicas las cuales forman un sistema magmático hidrotermal continuo. Pórfidos, skarn, y vetas epitermales están incluidos en esta categoría. Estos depósitos tienen una amplia ocurrencia: están ejemplificados por una característica de tres distritos ampliamente dispersos los cuales fueron seleccionados.

(iv) ***Chimeneas de Brechas epi-mesotermales ricas en Turmalina.*** Estos depósitos son distintivos y ocurren como una subclase de los sistemas epi-mesotermales relacionados con intrusiones, los cuales parecen estar localizados a lo largo de los límites de terrenos regionales entre segmentos continentales y oceánicos.

Los distritos o subáreas donde los estilos de mineralización han sido estudiados se los puede observar en la Figura 4.1. Esta figura indica no solamente los límites de los distritos definidos en el GIS y la base de datos de ocurrencias minerales sino también más áreas limitadas en estos distritos, los cuales han sido investigados durante el curso del proyecto. Solamente cuatro de las cinco áreas designadas están registradas en el Proyecto GIS. En lo que respecta a Imbaoeste del cual existe insuficiente información no justifica el tratamiento como un distrito en el presente estudio.

Mientras que los distritos de minerales están aproximadamente definidos un acercamiento más riguroso ha sido adoptado por subdivisiones de estas áreas.

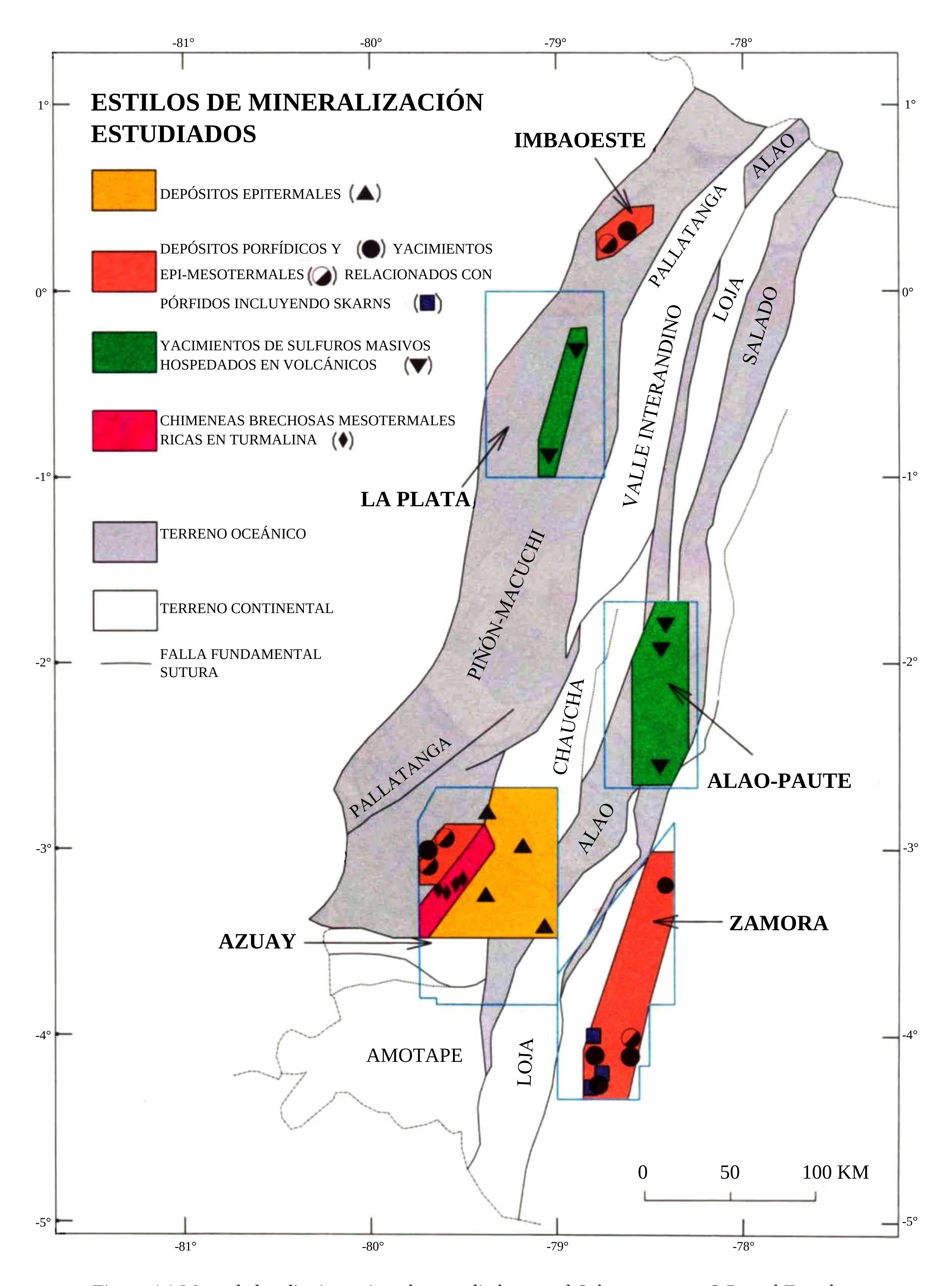


Figura 4.1 Mapa de los distritos minerales estudiados por el Subcomponente 3.5 en el Ecuador

Los subdistritos están definidos por límites tectónicos/terrenos incluyendo fallas transversas. Los cinturones metalíferos están asociados con estructuras lineales regionales o estructuras locales. Los campos mineros referidos a grupos de depósitos ilimitados. Todos estos agrupamientos pueden sobreponerse o ser extendidos. Los subdistritos pueden comprender más de un campo minero o tipo de depósito. Cinturones metalíferos y campos mineros por el contrario son usualmente caracterizados por un particular tipo de depósito o asociación. Dos campos mineros no pueden estar sobrepuestos. Una pequeña subdivisión podría ser un área minera o un campo minero, ej. el área minera de Bella Rica en el campo mineral de Ponce Enríquez.

El distrito de Azuay fue inicialmente subdividido en 4 bloques discretos adjuntos: Los campos mineros de Ponce Enríquez y Molleturo y los cinturones de Tres Chorreras-La Playa y Gañarín (Figs. 4.2 y 4.4). Con la adición del prospecto epitermal El Mozo al rango de depósitos seleccionados para el estudio después de la primera fase de este proyecto y la obvia necesidad de incorporar el campo minero de Zaruma-Portovelo en este estudio, el área total fue considerablemente expandida y un número de subdistritos delineados. Ya que el distrito del Azuay incorpora un corte sustancial de la Cordillera Andina y ha sido el área más estudiada durante esta investigación, la geología está descrita en algo de detalle. Los principales rasgos de otros distritos están resumidos en las Tablas 4.1-4.4.

4.2 Distrito Azuay

4.2.1 Introducción

El distrito mineral Azuay está delimitado en la base de datos de ocurrencias minerales (SIM) y en el sistema de información geográfica (SIG) por las coordenadas geográficas 79°00’-79°50’W y 2°40’-3°50’S. El distrito ha sido escogido para que cubra todos los depósitos investigados en el SW de Ecuador, excepto la Mina Peggy. Incorpora los subdistritos Máchala-Naranjal, Pucará-Alausí, El Oro y Loja y los campos minerales de Ponce Enríquez, Zaruma-Portovelo, Molleturo, y Catamayo y los cinturones vecinos de Gañarín, Tres Chorreras, La Playa y Collay-Shincata (Fig. 4.4).

El distrito Azuay está totalmente cubierto por el estudio aeromagnético del Subcomponente 3.4 en el Sur del Ecuador, pero se extiende más al Sureste que el área cubierta por el programa de geoquímica regional complementaria y el mapeo geológico PICG del Subcomponente 3.3 (Hoja No. 1). La compilación de la geología de todo el distrito, por tanto, ha necesitado la incorporación digital de los mapas topográficos y el reconocimiento geológico llevados a cabo en el Proyecto de la Cordillera Real. A consecuencia de esto, el Grupo Saraguro al Este del área mapeada por el PICG (Hoja No. 1) está indiferenciado.

El siguiente resumen del ambiente geológico regional está basado en los mapas geológicos de escala 1:200000 números 1 (3-4°S) y 2 (2-3°S) y los datos descriptivos en Pratt et al. (1997) y Dunkley & Gaibor (1997) respectivamente, complementados por la información del Proyecto de la Cordillera Real (Litherland et al., 1994).

4.2.2 Ambiente geológico

El Distrito Azuay abarca toda la anchura de la Cordillera Occidental desde el Terreno Loja, al Este de la Falla de Baños, hasta la llanura costera del Golfo de Guayaquil en el Oeste. Desde el Sureste al Noreste comprende segmentos de los terrenos de rumbo NE-NNE Loja, Alao, Chaucha y Pallatanga de edades pre-tardi-Cretácico que han sido acrecionados sucesivamente al hinterland Paleozoico-Triásico del Cratón guyanés (Escudo Brasileño). Los límites entre estos terrenos están marcados por fallas inversas regionales y cabalgamientos. La evolución cenozoica del área estuvo dominada por magmatismo calco-alcalino y sedimentación, cuyos productos ocupan ahora un 80% de los afloramientos.

La estratigrafía generalizada para cada terreno del Distrito Azuay está resumida en la Figura 4.3.

4.2.2.1 Pre-Grupo Saraguro: El Terreno Chaucha comprende una mélange de rocas metamórficas (Peltetec-Palenque) que constituye la continuación hacia el Norte del Complejo Metamórfico de El Oro del Paleozoico al Cretácico (Aspden et al., 1995; Feininger, 1978) y forma el basamento de gran parte del área. Ampliamente oculto por volcanitas más jóvenes al Noreste de la Falla del Jubones, el basamento sólo está expuesto en ventanas falladas a lo largo del Sistema de Fallas Bulubulu y como enclaves de techo dentro de y en los márgenes del Batolito Chaucha (Pratt et al., 1997; Dunkley & Gaibor, 1997). Predominan los metasedimentos siliciclásticos, incluyendo filitas, pizarras, psamitas y conglomerados hojosos de grado bajo a muy bajo (esquistos verdes de bajo grado a sub-esquistos verdes). Facies metamórficas más altas (esquistos biotíticos, ortogneises con granate y esquistos azules) están intercaladas y yuxtapuestas con estas rocas de grado bajo. En el extremo Sur del área, los estratos con andalucita y biotita pasan hacia el Sur a las turbiditas no metamorfizadas de la Unidad El Tigre (Aspden et al., 1995). El Terreno Chaucha se ha interpretado como un prisma de acreción pegado al collage de terrenos de arco de la Cordillera Real durante el evento Peltetec del Cretácico Inferior.

El Terreno Pallatanga en el NW del distrito comprende un segmento de corteza oceánica (Unidad Pallatanga), de edad pre-Senoniense, con una secuencia de abanico turbidítico marino maastrichtiense superpuesta y escasamente preservada (Unidad Yunguilla) a la que se superpone discordantemente en el Este las volcanitas del Grupo Saraguro (Eoceno-Mioceno Medio) e intruidas por dioritas a granodioritas neógenas. La Unidad Pallatanga (definida por McCourt et al., 1997), es una asociación ofiolítica dominada por una gruesa secuencia de basaltos masivos y almohadillados (pillowed) con hialoclastitas, intercalaciones de cherts, e intrusiones gabroicas y ultrabásicas. Las lavas basálticas tienen una química MORB y muestran alteración hidrotermal penetrativa suave. En el área de Molleturo, los basaltos de Pallatanga están fallados contra y tectónicamente intercalados con sedimentos de la Unidad Yunguilla (Dunkley & Gaibor, 1997).

El Grupo Angamarca, en la esquina NW del Distrito Azuay, aparece en un amplio cinturón limitado por fallas entre la Unidad Pallatanga y la Unidad Macuchi al NW. El grupo es de edad paleocena-eocena y está formado por un relleno de cuenca siliciclástico, que engrosa su tamaño de grano hacia el techo, de areniscas, siltitas y argilitas turbidíticas con intercalaciones de tobas intermedias (Hughes & Bermúdez, 1997).

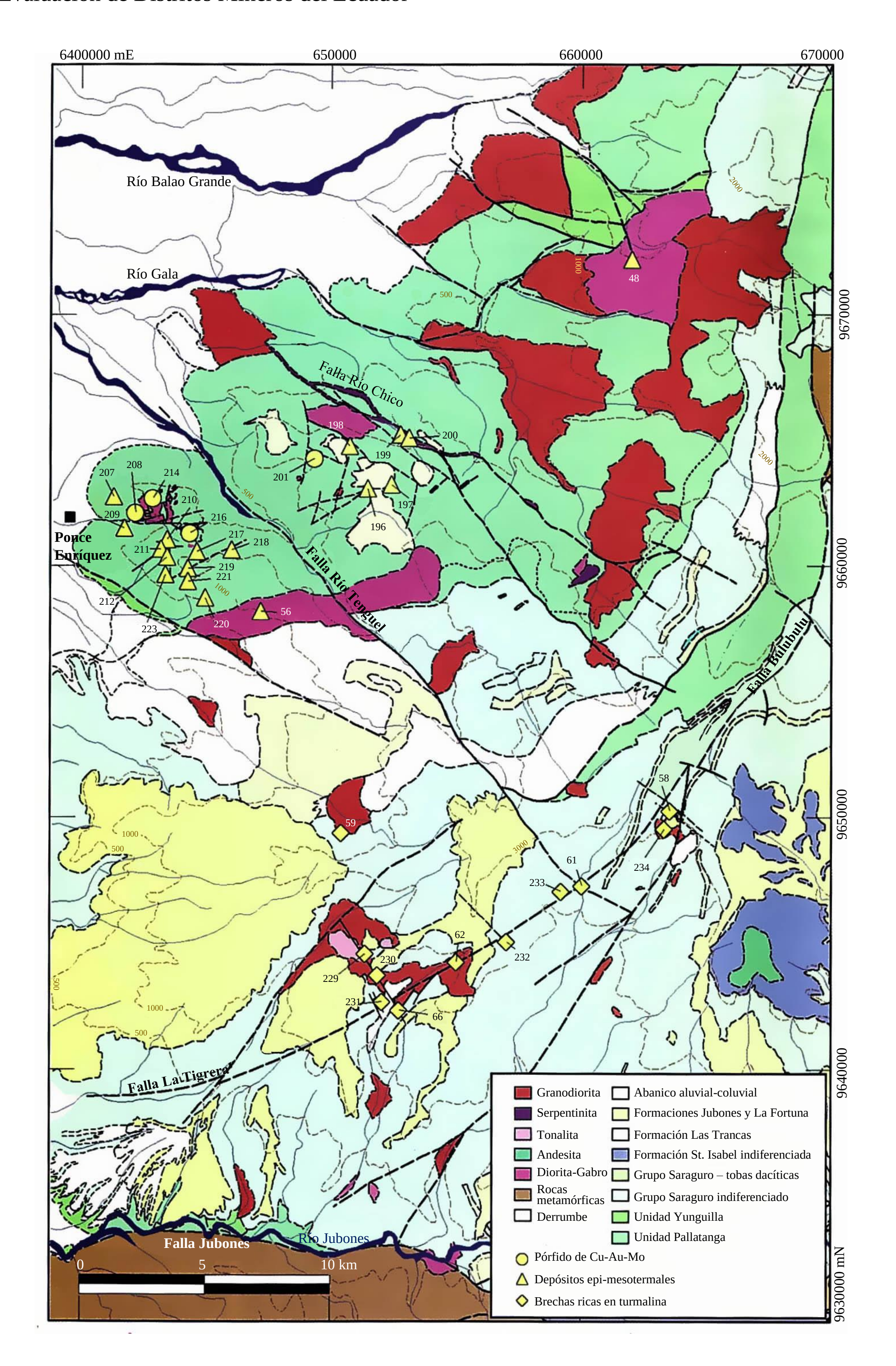


Figura 4.2 Mapa geológico simplificado del Distrito Azuay basado en los mapas geológicos del Subcomponente 3.3 – PICG (Hojas 1 y 2 @ 1:200000) y el mapa de la parte suroeste de la Cordillera Real @ 1:500000 de Litherland et al. (1994) con las ocurrencias minerales

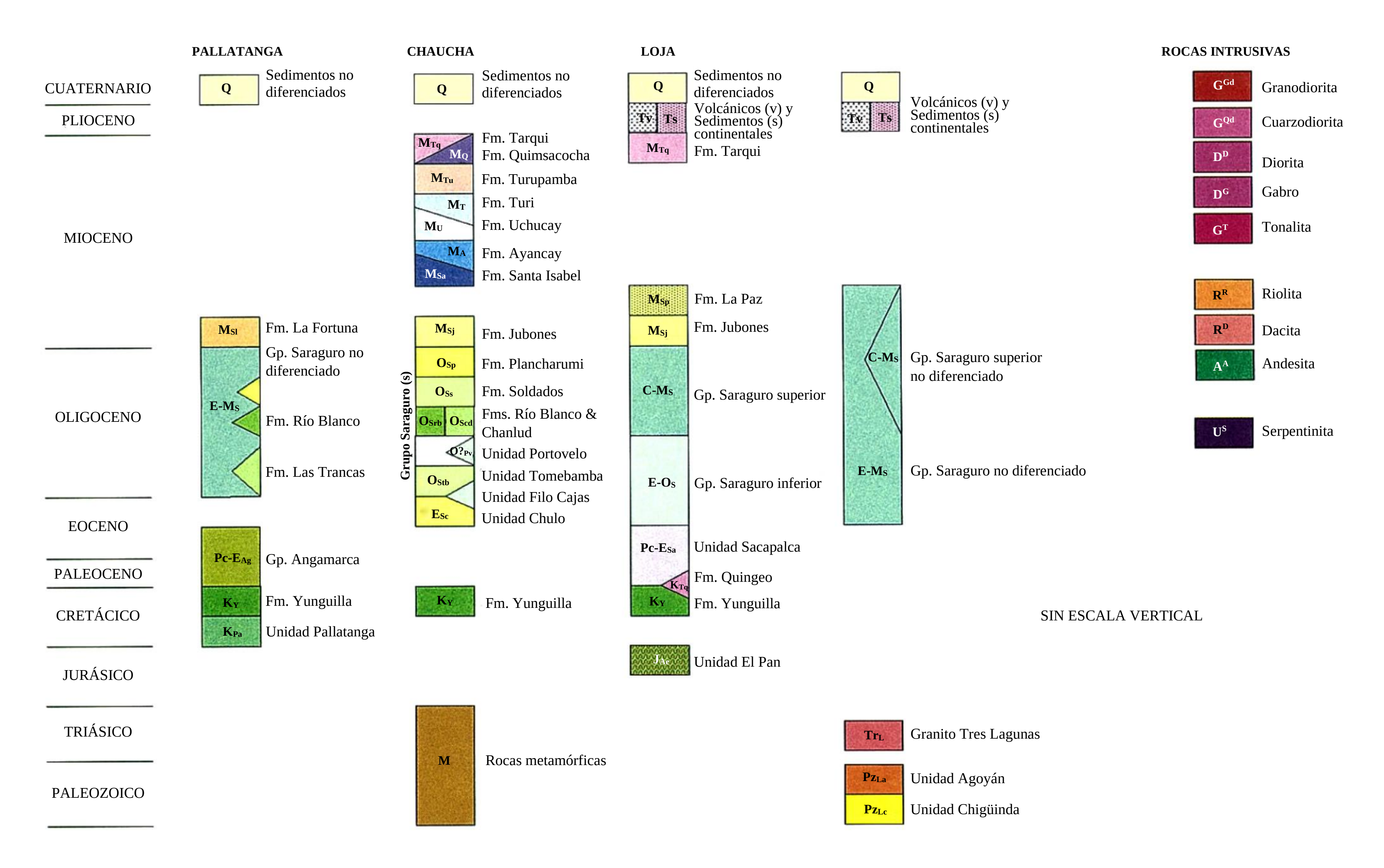


Figura 4.3 Leyenda estratigráfica generalizada del Distrito Azuay

El Terreno Alao es, esencialmente, un cinturón de esquistos verdes situado entre las zonas de falla de Girón y Baños, en la parte Este del Terreno Chaucha (Fig. 4.2). Este terreno comprende una secuencia de arco de isla oceánico jurásica de basaltos masivos, andesitas basálticas y rocas verdes con intercalaciones de esquistos verdes, esquistos grafíticos, esquistos pelíticos, cuarcitas y mármoles (Litherland et al., 1994). El Terreno Alao está subdividido en tres unidades: Alao-Paute (descrita en el Volumen 3), El Pan y Maguazo. No hay fase plutónica. La Unidad El Pan, la única división expuesta en el Distrito Azuay, es una facies volcanosedimentaria metamorfizada sin rocas verdes masivas. Las litologías incluyen una variedad de esquistos verdes, esquistos grafíticos, filitas cuarzo sericíticas y mármoles negros, que se piensa son tobas calcáreas, arcillas y margas metamorfizadas. Esta unidad podría representar una secuencia marina de cuenca trasera del arco de islas oceánico Alao-Paute (Litherland et al., 1994).

Dentro del área del Distrito Azuay, las volcanitas de Alao están cubiertas por estratos Cretácicos y Cenozoicos. La Unidad Yunguilla de edad maastrichtiense aparece en retazos al S de Cuenca. La Unidad Sacapalca, del Paleoceno al Eoceno, aparece en el sinclinal N-S limitado por fallas de Chuquiribamba, al W del bloque El Oro, en el extremo S del área. Está formado por lavas andesíticas, brechas tobáceas, conglomerados, argilitas lacustres y escasas tobas dacíticas. La Formación Quingeo, del Eoceno medio-superior, se superpone a la Unidad Yunguilla en Cumbe, mediante un contacto que parece transicional. Esta secuencia marina somera a terrestre (deltaica a fluvial) de areniscas, siltitas y argilitas púrpura es parcialmente contemporánea de la Unidad Sacapalca del Grupo Saraguro.

El Terreno Loja, situado al E de la Zona de Falla de Baños y la Falla de Catamayo, comprende las rocas metasedimentarias semipelíticas paleozoicas de procedencia continental de las unidades Chigüinda y Agoyán en las que se ha emplazado el granito de tipo-S de Tres Lagunas. La Unidad Chigüinda comprende una secuencia monótona de cuarcitas, metasiltitas, esquistos grafíticos, filitas, pizarras y escasas metagrauvacas. La Unidad Agoyán comprende esquistos pelíticos de granate-moscovita y paragneises que tienen localmente intercaladas unidades de cuarcita, cuarzo esquistos y filitas grafíticas. Ambas unidades fueron depositadas probablemente en una cuenca intracratónica o un margen pasivo (Litherland et al., 1994). El Granito de Tres Lagunas, del Triásico (228 Ma), varía su textura de masiva a cizallado con megacristales y esquistoso. Es un monzogranito a granodiorita del tipo-S peralumínico con cordierita-granate-moscovita-biotita, y aloja pegmatitas con turmalina (ver Mina Peggy, Volumen 4).

4.2.2.2 Grupo Saraguro: El Grupo Saraguro, Eoceno tardío a Mioceno Medio (DGGM, 1982; Baldock, 1982) ocupa un 60% del Distrito Azuay. Es una secuencia de 3 km de espesor que, en general, yace plana u ondula suavemente, formada por tobas andesíticas a riolíticas y lavas con rocas sedimentarias subordinadas. El ambiente deposicional de la mayoría del grupo fue subaéreo, aunque aparecen secuencias subacuáticas localmente. El grupo ha sido subdividido en varias Unidades y Formaciones (Pratt et al., 1997; Dunkley & Gaibor, 1997), pero esencialmente comprende dos divisiones mayores:

> La división inferior está representada por la Formación Las Trancas y la Unidad Portovelo en el S y, en orden ascendente, las unidades Chulo, Filo Cajas, Tomebamba más las Formaciones Chanlud/Río Blanco y Soldados en el N del distrito (ver leyenda Fig. 4.3). Está compuesta predominantemente de volcanitas andesítica-dacíticas de edad Eoceno tardío a Oligoceno tardío.

La división superior incluye las Formaciones Plancharumi, Jubones, La Fortuna y La Paz. Esta división del Oligoceno tardío al Mioceno medio está dominada por tobas de flujo de cenizas soldadas, silíceas, ricas en cristales, subaéreas, probablemente facies de flujo de salida de caldera.

El Grupo Saraguro se adelgaza y contiene mayor proporción de intercalaciones sedimentarias hacia el E, lo que implica superposición lateral sobre las rocas metamórficas de la Cordillera Real. De hecho, hay evidencias de que el Grupo Saraguro como un todo está constreñido a una cuenca entre la Cordillera Real y la parte Oeste levantada de la Cordillera Occidental (Pratt et al., 1997). La evolución post-Saraguro, del Mioceno Medio-Superior, del Distrito Azuay, en contraste, estuvo localizada en una cuenca intramontana individualizada y la deposición fue hasta cierto punto diacrónica.

4.2.2.3 Post-Grupo Saraguro: La Formación Santa Isabel aflora en el área de Santa Isabel y Girón, bordeando y localmente interdigitando el Grupo Ayancay. Esta Formación es de edad Mioceno temprano y se caracteriza por las brechas-toba andesíticas con escasas lavas andesíticas y debritas. El Grupo Ayancay es una secuencia de capas rojas que sigue el lado N del Sistema de Fallas de Girón y forma parte del relleno sedimentario de la Cuenca de Cuenca, ensanchándose hacia el SW dentro de la Cuenca de Santa Isabel. Está rodeada en el N por el Cinturón de Gañarín y muestra una variación lateral clara, con el eje del surco marcado ahora por el Sinclinal de Girón. Las litologías incluyen conglomerados, areniscas y siltitas rojas y argilitas con escasas tobas de caída aérea, lechos de yeso y finas capas de carbón. La deposición abarca gran parte del Mioceno. La Formación Catamayo (Jaillard et al., 1996) aflora alrededor de Catamayo. Está formada por areniscas, siltitas y argilitas rojas y amarillas, discordantemente superpuestas a las Andesitas de Sacapalca. Una edad tentativa del Mioceno Medio ha sido asignada a esta Formación. La Formación Uchucay, del Mioceno Superior (DGGM, 1973) está confinada al área de Santa Isabel. Está formada por conglomerados y lechos de bloques amarillos con diversas asociaciones de clastos derivados localmente.

Otras Formaciones del Mioceno Superior parecen relacionarse con el estratovolcán de Quimsacocha, y su geometría es radial con buzamientos suaves al S y E desde la caldera. Esto incluye las Formaciones Turi (brechas-toba andesíticas, conglomerados-brecha y tufitas ricas en detritus andesíticos), Turupamba (tobas pumíceas riolíticas a dacíticas), Quimsacocha (lavas andesíticas plagioclasa-fíricas frescas y brechas-toba) y Tarqui (tobas ácidas intensamente alteradas, pero al N de Saraguro, las rocas son principalmente tobas finamente estratificadas, conglomerados tobáceos y areniscas).

Los rellenos de valle aluviales cuaternarios son comunes en los principales canales de drenaje y una secuencia más extensa cubre las rocas del Cretácico al Terciario en las cuencas intramontañosas rodeadas de fallas activas (Cuenca, Nabón, etc.) y en las bajas elevaciones adyacentes a la llanura costera.

4.2.2.4 Rocas intrusivas cenozoicas: Las rocas metamórficas, los niveles más profundos del Grupo Saraguro, las unidades Pallatanga y Sacapalca están extensamente intruidas por cuarzodioritas a granodioritas (la mayoría tonalitas) en los sectores S y SW del Distrito Azuay (Fig. 4.2). Los granitoides son típicamente de grano medio a grueso y tienen evidencias de enfriamiento rápido (vidrio cloritizado intersticial, intercrecimientos granofíricos y holocristalinos) y texturas porfídicas coherentes con un emplazamiento de alto nivel. Los granitoides más extensos son el complejo intrusivo tipo "sill" de Paccha en el Sub-distrito de El Oro y el batolito de Chaucha, que corta el límite de terrenos Pallatanga-Chaucha en el NW del distrito (Fig. 4.4). El complejo Paccha cubre un área de al menos 150 km^2 y comprende dioritas foliadas tempranas (28 Ma) y tonalitas tardías localmente discordantes (16 Ma). El Batolito de Chaucha es un grupo de intrusiones de forma irregular que se extiende sobre unos 80×40 km. Comprende una fase principal gruesa de granodiorita/tonalita, de probable edad Mioceno Inferior, y está principalmente dentro del Terreno Pallatanga, y una serie de fases microdioríticas a microgranodioríticas localmente porfídicas (ej. la diorita de Molleturo: Dunkley & Gaibor, 1997) que llegan a edades más jóvenes (13-10 Ma) y cortan el límite de terrenos (Sistema de Fallas Bulubulu). El Plutón San Lucas, emplazado en las rocas metamórficas de la Cordillera Real y en las andesitas de Sacapalca en la esquina SE del distrito dio una edad de 53-60 Ma. Otras pequeñas intrusiones de cuarzodiorita a granodiorita, que han sido datadas, dan edades del Mioceno Inferior (21-16 Ma).

Los stocks subvolcánicos y los domos intrusivo-extrusivos de riolita afírica y andesita porfírica son comunes dentro del Grupo Saraguro y las Formaciones más jóvenes, notablemente en el área de la Caldera de Jubones y a lo largo del Cinturón de Gañarín (Pratt et al., 1997) y el área de Cajas (Dunkley & Gaibor, 1997). Su edad varía desde el Oligoceno Superior al Mioceno Superior. Las intrusiones más jóvenes identificadas (<10 Ma) son las de Selva Alegre (en la esquina SE del distrito) y dentro de la caldera de Quimsacocha.

4.2.2.5 Estructura: Dentro del Distrito Azuay hay tres órdenes de fallas.

(i) Estructuras regionales de rumbo andino que representan límites de terrenos litotectónicos mayores y son el principal control de los patrones magmáticos, metalogenéticos y sedimentarios.

(ii) Fallas transversales mayores de rumbos E-W y NW-SE que subdividen los terrenos en bloques caracterizados por diferentes niveles de erosión y por tanto determinan en gran medida la conservación de los sistemas mineralizantes.

(iii) Estructuras subordinadas N-S, NE-SW y NNW-SSE que frecuentemente controlan la situación y/o alojan la mineralización.

Las zonas de falla de rumbo Andino o Cordillerano (NNE) de W a E son Pallatanga-Bulubulu, Girón y Baños.

El Sistema de Fallas Bulubulu, llamado en el sur el Lineamiento Chaucha-Río Jerez (Pratt et al., 1997), es el límite tectónico entre los terrenos de Chaucha y Pallatanga. Al N del Distrito Azuay el Sistema de Falla Bulubulu converge con la Falla Multitud del Sistema de Fallas Pallatanga (McCourt et al., 1997). El margen W de una línea de retazos de basamento metamórfico es una falla inversa vergente al Oeste (Fig. 4.2).

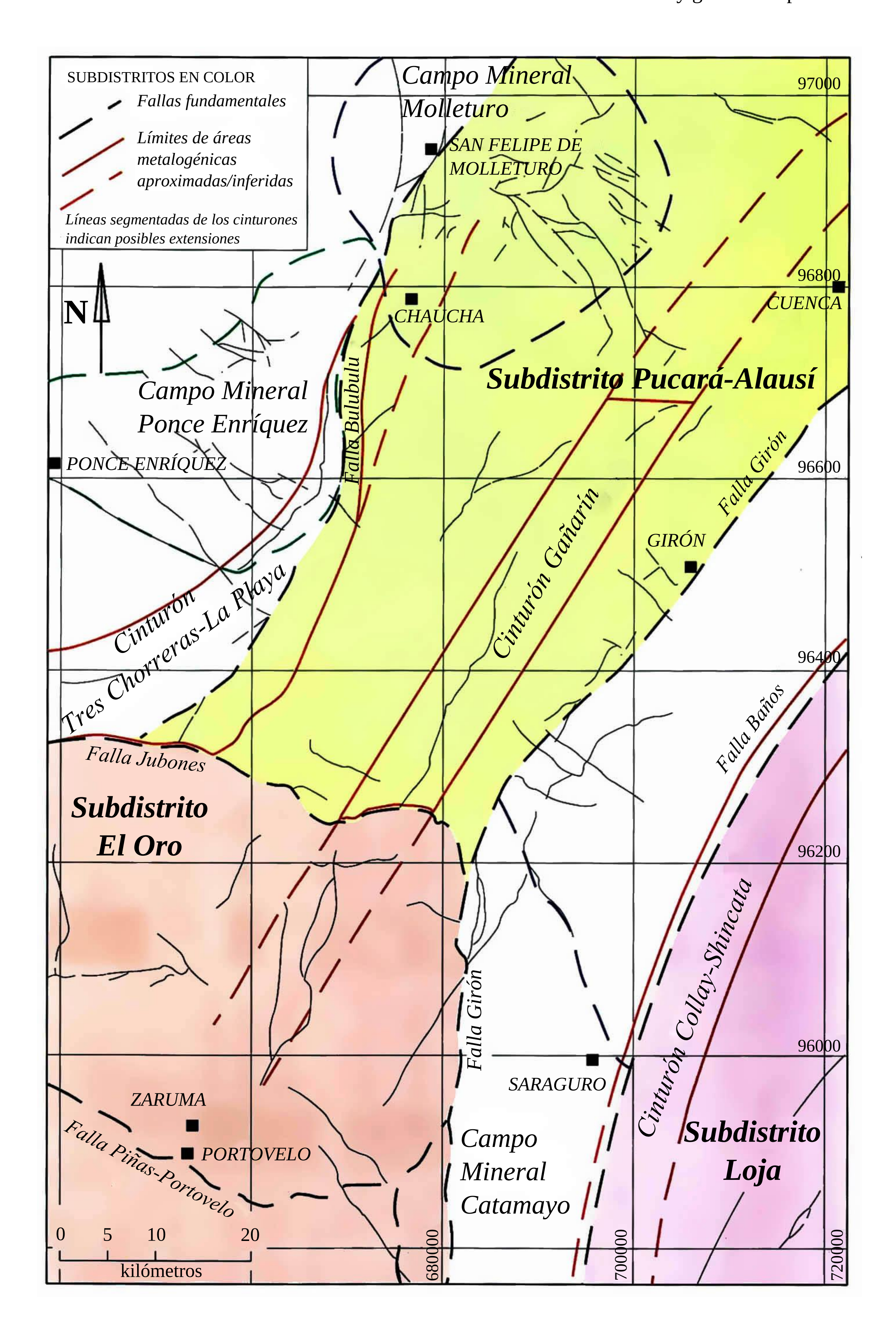


Figura 4.4 Mapa de las subdivisiones metalotectónicas del Distrito Azuay

Una estrecha banda de la Unidad Pallatanga ha sido levantada dentro de la zona de falla y superpuesta a la cobertera del Grupo Saraguro inferior. Más al sur, esta estructura parece bifurcarse con la estructura principal continuando como un cinturón de buzamientos anormalmente altos hacia el E en las tobas del Grupo Saraguro que se extiende desde Narihuiña a través de los depósitos de brechas polimetálicos con oro de Tres Chorreras y Guabisay hasta Uzhcurrumi y otra estructura curvilínea de rumbo NE que forma la falla de La Tigrera (ver Volumen 4).

El Sistema de Fallas Girón es aún activo e incluye pliegues apretados, fallas inversas y cabalgamientos de dirección N a NE y yuxtapone el Terreno Chaucha con el Terreno Alao. Más al S converge con la Falla de Baños en el sector donde es conocida como la Falla de Las Aradas. Hacia el N de esta área también es conocida como la Zona de Falla de Peltetec. La Falla de Girón es esencialmente una estructura de falla inversa buzando al SE que cabalga las capas de Sacapalca y Saraguro sobre las Andesitas de Santa Isabel y el Grupo Ayancay. El Anticlinal de La Cría ha sido interpretado como un pliegue de propagación sobre un cabalgamiento ciego vergente al NW. El Sinclinal de Yaritzagua es vergente fuertemente al NW con un flanco E vertical a volcado. En el extremo S del Grupo Ayancay, el Sistema de Fallas de Girón se une con los cabalgamientos vergentes al E del Sistema de Fallas del Jubones.

El Sistema de Fallas de Baños, que en el sur ha sido llamado la Falla de Catamayo, junta las Andesitas de Sacapalca del Terreno Alao, con las rocas metamórficas de la Cordillera Real. En el área de Catamayo la estructura es una falla inversa vergente al W, cabalgando los metasedimentos de la división Loja sobre las Andesitas de Sacapalca y la Formación Catamayo. Más al N, la falla tiene buzamiento fuerte al W y Kennerley (1973) la intuyó como una falla normal de borde de graben. Se manifiesta como una zona de cizalla de primer orden dentro de las rocas metamórficas, pero a diferencia de la Falla de Girón es difícil de trazar bajo la cobertera cenozoica. No obstante, la reactivación cenozoica se infiere de la localización aparente de la cuenca miocena de Nabón en el lado N de la línea proyectada de esta zona de cizalla. Los indicadores cinemáticos y las lineaciones de estiramiento mineral indican cabalgamientos tempranos dirigidos al E (pre-cenozoicos) que posteriormente pasaron a movimientos dextrales en dirección (Litherland et al., 1994; ver también Volumen 4).

El Cinturón de Gañarín, de dirección NE puede ser seguido desde Zaruma en el S hasta el centro volcánico de Quimsacocha. Comprende una serie de fallas syn-deposicionales que ejercen un importante control del volcanismo regional y la metalogénesis. Esta estructura es paralela al segmento Cuenca-El Cisne del Sistema de Fallas de Girón y puede constreñir el lado W de la Cuenca de Cuenca.

Las fallas transversales importantes de dirección E-W a ESE incluyen los sistemas de fallas de Piñas-Portovelo y Jubones en el Terreno Chaucha y Río Margarita, Río Tenguel, Río Chico y Quebrada Paredones en el Terreno Pallatanga. Otras fracturas E-W pasan a poca distancia al N del prospecto Beroen (Volumen 2).

El Sistema de Fallas Piñas-Portovelo yuxtapone los estratos descendidos de Saraguro en el N con el Complejo Metamórfico de El Oro. Pratt et al. (1997) han estimado un desplazamiento vertical de al menos 3 km entre Piñas y Zaruma. No obstante, algunos segmentos del sistema de fallas son cabalgamientos hacia el S, buzando al N, junto con retrocabalgamientos subordinados. Las estructuras paralelas en el bloque de techo del sistema de fallas pueden haber controlado el emplazamiento de los granitoides Paccha. Una extensión de la falla hacia el E se junta con el Sistema de Fallas de Girón.

El Sistema de Fallas de Jubones yuxtapone los basaltos de la Unidad Pallatanga con el Complejo Metamórfico de El Oro y marca el límite S del Terreno Pallatanga. Dentro del Terreno Chaucha, subdivide en el subdistrito de El Oro y el subdistrito Pucará-Alausí caracterizado por los depósitos epitermales que se extienden al N de la Falla Chanchán. A lo largo de gran parte de su longitud es interpretado como una falla inversa vergente al N o un cabalgamiento, pero también hay evidencias de movimiento sinistral en dirección (Pratt et al., 1997). El sistema de fallas se curva al S en Uzhcurrumi donde forma el contacto entre las Andesitas de Santa Isabel y el basamento cubierto por Saraguro; un descenso mínimo del bloque N de 1 km. Más al E, la falla se transforma en un cinturón de cabalgamientos vergente al N y E, pobremente reflejado en las imágenes remotas, pero bien expuesto en el terreno. En este sector el Grupo Saraguro cabalga sobre el Grupo Ayancay.

Ninguna de estas fallas de rumbo ESE dentro del Terreno Pallatanga en el NW del área parece tener un desplazamiento mayor y mueren rápidamente en los estratos del Grupo Saraguro más joven. La Falla de Río Chico, en el campo minero de San Gerardo, está rellena de serpentinita, y es interpretada como un cabalgamiento inicial vergente al N que localizó posteriores movimientos subverticales sinistrales en dirección y extensión (ver Volumen 4).

4.2.2.6 Mineralización: Las ocurrencias minerales dentro del distrito mineral de Azuay están relacionadas directamente con la actividad magmática y/o las fallas. Se han documentado varios tipos de depósitos (Goossens, 1972; Gemuts et al., 1992; Paladines & Rosero, 1996; Pratt et al., 1997; este estudio) y serán discutidos en detalle en los volúmenes acompañantes. Estos incluyen:

(i) Mineralización de estilo pórfido de Cu ± Mo ± Au. Ej. Gaby-Papa Grande, Chaucha y Fierro Urcu (Volumen 4).

(ii) Chimeneas de brechas mesotermales ricas en turmalina relacionadas con intrusiones y diques; asociados con los márgenes de terrenos y fallas corticales profundas. Ej. Cinturón Tres Chorreras-La Playa y Mina Peggy (Volumen 4).

(iii) Vetas epi-mesotermales auríferas relacionadas con intrusiones y depósitos de brechas. Muestran evidencias de estilos transicionales o superposición de mineralización epitermal y mesotermal. Ej. las áreas mineras históricamente importantes de Zaruma-Portovelo y Bella Rica (Volumen 4).

(iv) Depósitos epitermales alojados en volcanitas. La mayoría alojados en las volcanitas del Grupo Saraguro y más frecuentes en los terrenos continentales de Chaucha y Loja. Los ejemplos típicos son Beroen, Gañarín, Quimsacocha y El Mozo, seleccionados para este estudio (Volumen 2).

En términos generales los estilos de mineralización cambian desde los pies de los cerros y las áreas intensamente diseccionadas, donde la erosión ha destechado los pórfidos, las chimeneas de brechas mesotermales y los sistemas de vetas epitermales, hasta el alto páramo, donde ha habido poca erosión y predominan los depósitos epitermales.

4.3 Otros distritos

Las características de los otros distritos estudiados están resumidas en las Tablas 4.1, 4.2, 4.3 y 4.4. Véase también los mapas geológicos de los distritos de la Plata (Fig. 4.5), Alao-Paute (Fig. 4.6) y Zamora (Fig. 4.7) los cuales están extraídos del SIG.

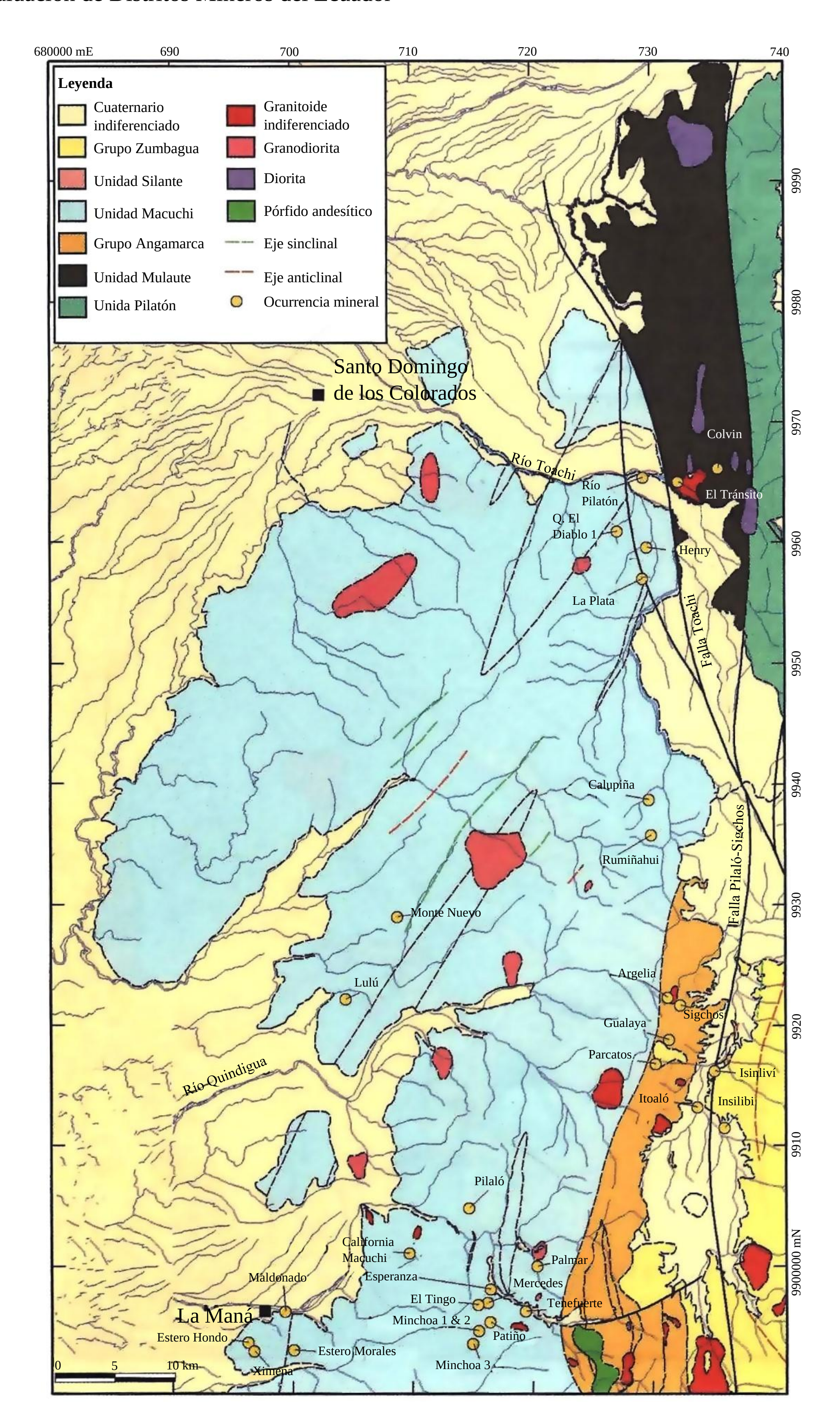


Figura 4.5 Mapa geológico del Distrito La Plata, en la Cordillera Occidental, con lineamientos LandSat y ocurrencias minerales. Mapa basado en el mapa geológico de la Cordillera Occidental entre 0°-1° S (Hughes et al., 1999)

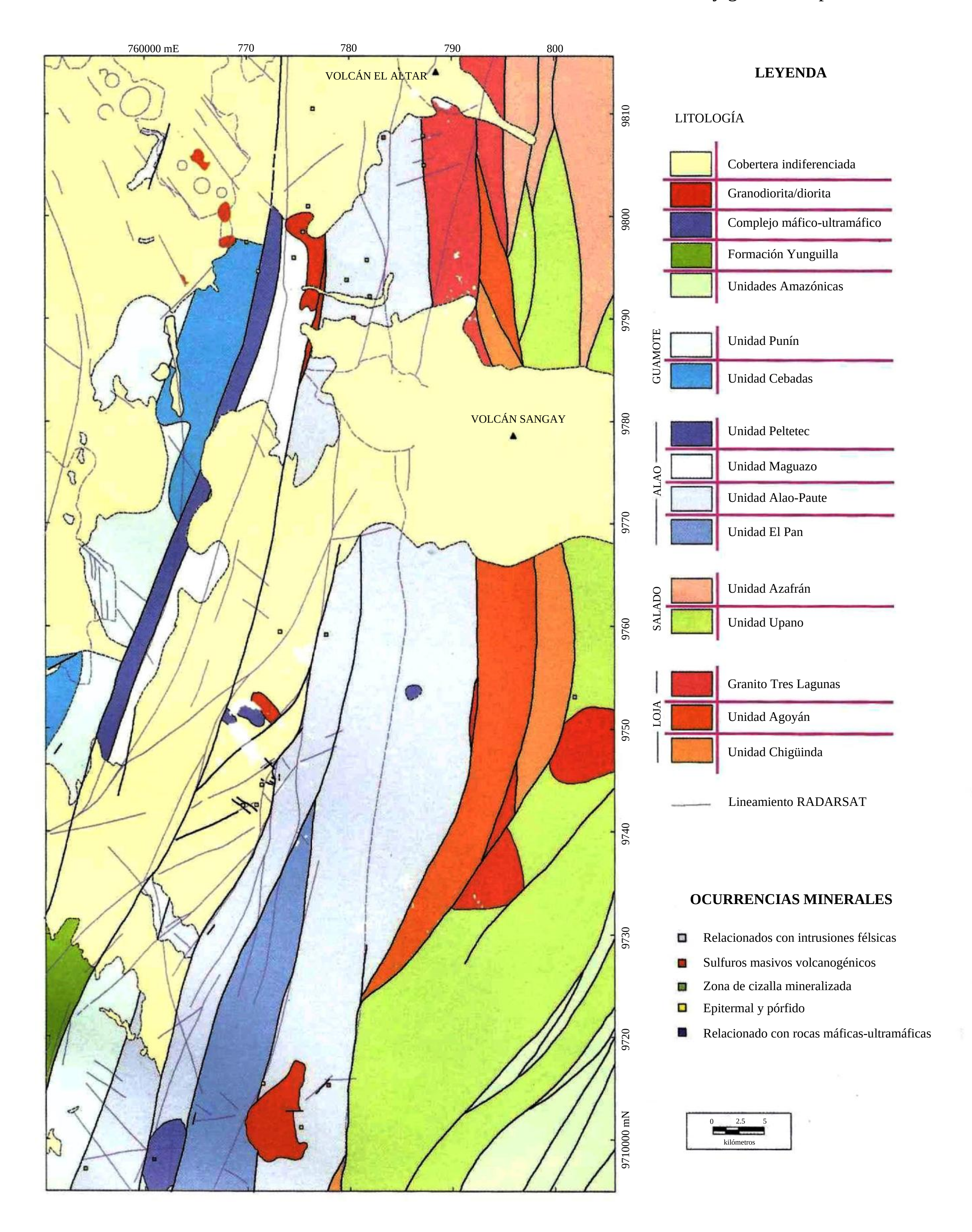


Figura 4.6 Mapa geológico del Distrito Alao-Paute basado en los mapas geológicos de la Cordillera Real (escala 1:500000)

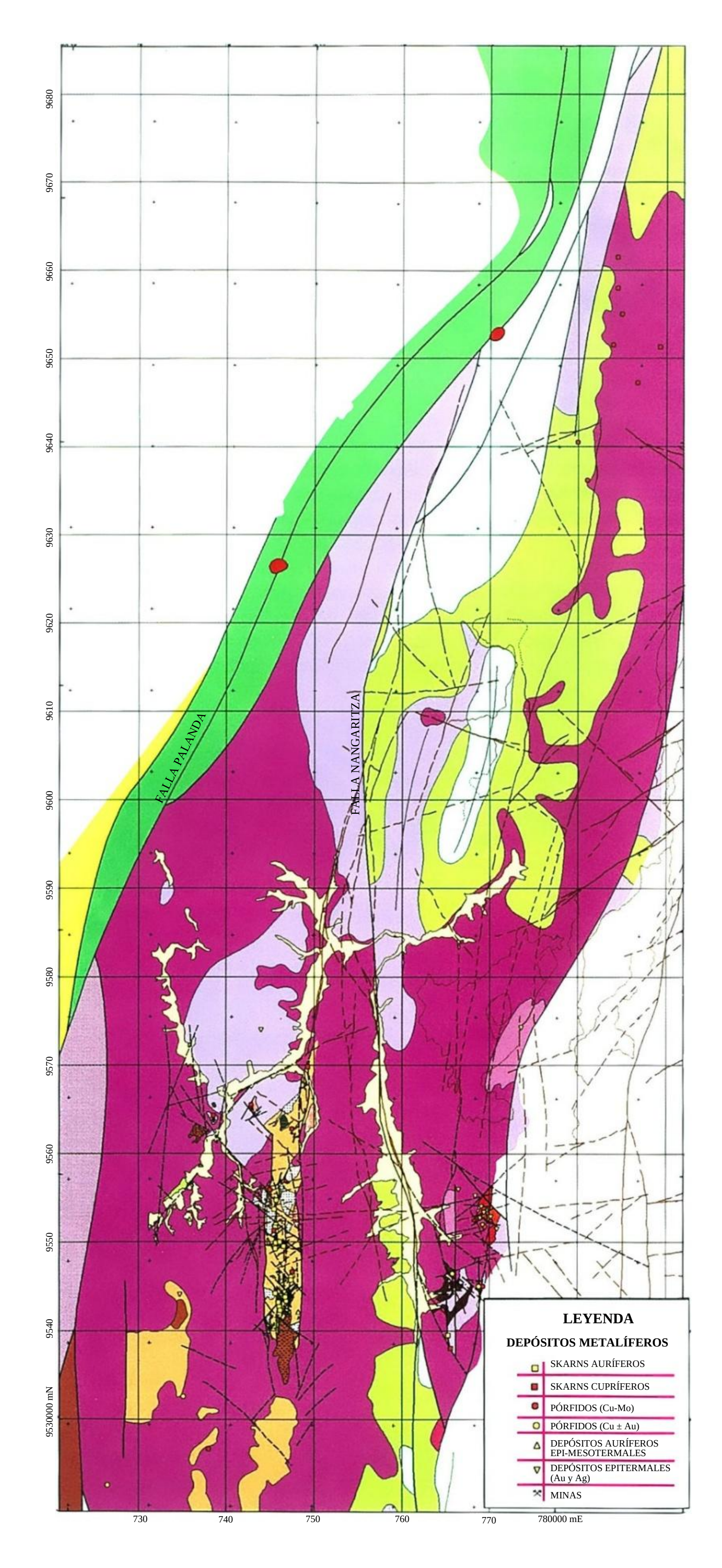


Figura 4.7 Mapa geológico simplificado del Distrito Zamora basado en los mapas geológicos de la CODIGEM (Hojas 1 y 2 @ 1:100000), el mapa de la parte sur de la Cordillera Real @ 1:500000 de Litherland et al. (1994) y mapas geológicos a diferentes escalas de varias compañías mineras

Tabla 4.1. Características principales del Distrito Imbaoeste

	DISTRITO IMBAOESTE
Definición	Área de la parte septentrional de la Cordillera Occidental englobando las minas y prospectos conocidos relacionados con el batolito Apuela- Nanegal
Ubicación	Flanco oeste de la Cordillera Occidental entre los paralelos 0°00’ y 0°30’N y las fallas regionales Toachi-Huayrapungo (Oeste) y Pujilí (Este) con límites 78°30’-78°47’W
Contexto geotectónico	El distrito está situado dentro el Terreno Pallatanga (corteza oceánica) entre las fallas regionales de Toachi- Huayrapungo y Pujilí. El sistema de fallas Pujilí el cual se correlaciona con la Falla Cauca-Patía en Colombia marca el límite oriental de las secuencias cretácico-terciarias y el margen occidental del graben Interandino. El sistema de fallas Toachi-Toacazo y Huayrapungo separa el Terreno Pallatanga por el lado NE del Terreno Macuchi situado más al Oeste.
Litoestratigrafía	En el distrito Imbaoeste el Terreno oceánico Pallatanga caracterizado en el Sur por una asociación ofiolítica de edad pre-Senoniense comprende dos unidades (Pilatón y Mulaute) dominantemente sedimentarias. Ambas unidades constituyen una secuencia turbidítica de abanico submarino pero la Unidad Mulaute contiene más material volcánico y una variedad de facies. Las dos unidades son del Cretácico Medio-Superior (Senoniense). La Unidad Silante es una secuencia autóctona post-Maestrichtiense de depósitos terrestres (“red beds”) muy potentes, de tipo fluvio-lacustre la cual fue depositada sobre las unidades Cretácicas. Las facies y patrones de deposición son típicos de una cuenca antepaís o intramontañosa. La deposición fue contemporánea con el Grupo Saraguro más al Sur.
Rocas intrusivas	El batolito Apuela-Nanegal está emplazado dentro de la Unidad Mulaute y varía en composición entre diorita y cuarzomonzonita, pero está compuesto principalmente de granodiorita-cuarzodiorita y tiene una edad Mioceno Medio-Superior. El batolito aloja pequeños cuerpos y diques de microgranitoides y pórfidos. La Unidad Mulaute también está intruida por dioritas de edades Eoceno Medio a Oligoceno Inferior.
Estructura	El distrito está bordeado por fallas regionales de dirección andina. El sistema de fallas Toachi-Toacazo y Huayrapungo que enlaza con la Falla Pilaló-Sigchos constituye la sutura entre los terrenos Pallatanga y Macuchi. El sistema de fallas Pujilí delimita el contacto de las secuencias cretácicas-terciarias con los depósitos cuaternarios del graben interandino. Un ramal del sistema de fallas Pujilí conecta con la Falla Huayrapungo. Los criterios cinemáticos indican un componente de movimiento dextral. Las direcciones estructurales secundarias determinadas por sensores remotos dentro el batolito son juegos de fracturas conjugados en NW-SE y NE-SW. También son importantes las direcciones N-S y E-W.
Mineralización	Depósitos porfídicos ej. Junín, Cuellaje, Pacto; skarns cupríferos ej. Selva Alegre; depósitos veteados epi-mesotermales ej. El Corazón
Referencias	Mapa geológico de la Cordillera Occidental del Ecuador entre 0°-1° N. Escala 1:200000, DINAGE (CODIGEM)-BGS (2000); informe descriptivo de la geología (Boland et al., 2000); depósitos porfídicos y epi-mesotermales relacionados con intrusiones (ver Volumen 4; JICA-MMAJ, 1996, 1998)

Tabla 4.2 Características principales del Distrito La Plata

	DISTRITO LA PLATA
Definición	Área de la Cordillera Occidental englobando las minas y prospectos conocidos de sulfuros masivos atojados en volcanitas (VHMS)
Ubicación	Flanco oeste de la Cordillera Occidental entre los paralelos 0°00' y 1°00'S que comprende básicamente la Unidad Macuchi. Cobertera de depósitos superficiales indiferenciadas cuaternarios de la Costa constituyen el borde occidental mientras el límite oriental del distrito se ha situado de modo que cubra totalmente la Unidad Macuchi hasta las fallas Toachi y Pilaló-Sigchos (78°45'-79°33'E)
Contexto geotectónico	El distrito contiene dos terrenos diferentes: Hacia el Oeste el Terreno Macuchi que constituye la mayor parte del área y comprende un arco de islas del Paleoceno-Eoceno acrecionado antes del Eoceno Superior. Un cinturón en la parte oriental del Terreno Pallatanga que comprende corteza oceánica de edad cretácica (pre-Senoniense) acrecionada antes del fin del Cretácico (85-65 Ma)
Litoestratigrafía	En la parte NW de la Falla Toachi-Huayrapungo el terreno Pallatanga comprende las unidades Mulaute (Campaniense) y Pilatón (Senoniense) las cuales constituyen secuencias de abanico turbidítico submarino con área fuente de composición andesítica. La Unidad Macuchi (Eoceno) domina extensionalmente el distrito y es donde las mineralizaciones VHMS están hospedadas. Esta unidad continúa bajo la cobertera cuaternaria de la llanura costera. Se trata de una secuencia flyschoide predominantemente sedimentaria (hasta 90%) y con presencia menor de lavas almohadilladas e intrusiones diabásicas de alto nivel. El Grupo Angamarca (Paleoceno a Eoceno) en la parte suroriental del distrito es una secuencia siliciclástica que contiene algunas calizas y representa un relleno de cuenca progradante de abanico submarino a deltaico. El Grupo Zumbagua (Mioceno Superior) superpone discordantemente al Grupo Angamarca y comprende areniscas y brechas depositadas en un ambiente continental (cuenca intramontañosa) alimentado por un área fuente volcánica intermedia. Los depósitos cuaternarios incluyen volcanitas de varios centros volcánicos cerca o dentro del distrito
Rocas intrusivas	Plutonismo de pequeño volumen desde el Eoceno Superior al Mioceno Superior fue predominantemente de composición granodiorítica (diorita y microtonalita subordinada)
Estructura	Fallas regionales de dirección andina han sido observadas como lineamientos en los estudios de sensores remotos. La estructura principal está formada por las zonas de falla Toachi y Pilaló-Sigchos, las cuales separan el arco de islas Macuchi de las unidades cretácicas y de los sedimentos del Grupo Angamarca. Criterios cinemáticos sugieren un régimen de cizalla dextral. La presencia de pliegues es generalizada dentro del distrito. Las unidades Pilatón y Mulaute tienen trenes de pliegues: en Pilatón son abiertas y de dirección N-S. En la unidad Macuchi los pliegues son apretados a muy apretados y cambian de dirección desde NE en el centro hasta N-S en el sur del distrito
Mineralización	Depósitos de VHMS en volcanitas que incluyen las ocurrencias de Henry, La Plata y Macuchi (Esperanza, Mercedes, Patiño, Minchoa 1, 2 & 3)
Otros tipos de depósitos	Sistemas porfídicos cupríferos ej. Gualaya; skarn aurífero (tipo reducido) ej. Ximena; sistemas veteados epitermales ej. Parcatos; placeres aluviales de oro ej. Estero Hondo
Referencias	Mapa geológico de la Cordillera Occidental del Ecuador entre 0°-1°S. Escala 1 :200000, CODIGEM-BGS (Hughes et al., 1999); informe descriptivo de la geología (Hughes & Bermúdez, 1997); depósitos VHMS (ver Volumen 3)

Tabla 4.3 Características principales del Distrito Alao-Paute

	DISTRITO ALAO-PAUTE
Definición	Área de la Cordillera Real englobando las minas y prospectos conocidos de sulfuros masivos alojados en volcanitas
Ubicación	Una parte de la Cordillera Real delimitada con las coordenadas 7°15'-78°45'W y 1°40'-2°40'S. Las unidades favorables para depósitos VHMS continúan al Norte y al Sur de este rectángulo. Los límites occidental y oriental se han situado de modo que cubren los terrenos Salado y Alao
Contexto geotectónico	El distrito contiene dos terrenos oceánicos y dos terrenos continentales los cuales son delimitados por grandes fallas regionales de dirección andina. El Terreno Loja formado por dos unidades metasedimentarias (Precámbrico a Paleozoico Superior) que fueron intruidas por el granito Tipo-S de Tres Lagunas (Triásico) el cual es la principal roca ígnea del Terreno Loja. Al Este y al Oeste del Terreno Loja afloran rocas de edades jurásicas a cretácicas inferiores pertenecientes a los Terrenos Salado y Alao respectivamente. Ambos comprenden cinturones volcanosedimentarios los cuales están deformados y variablemente metamorfizados. El Terreno Guamote al Oeste del terreno oceánico Alao y, separado de éste por la "mélange" ofiolítica de Peltetec, comprende rocas metamórficas de una secuencia epicontinental de edad Jurásica a Cretácico Inferior
Litoestratigrafía	Las unidades del Terreno Loja comprenden secuencias semipelíticas de bajo grado, esquistos pelíticos y paragneises. El granito Tres Lagunas en su generalidad está muy deformado, subdividido y limitado igualmente por fallas. El Terreno Salado (Jurásico Inferior a Medio) está constituido por rocas verdes andesíticas y rocas sedimentarias asociadas. El Terreno Alao comprende tres unidades geológicas. La unidad Alao-Paute constituye el principal cinturón de rocas verdes (composición mayormente basáltica) y considerado un arco de islas oceánico con presencia subordinada de sedimentos de agua profundas. La Unidad El Pan es una facies volcanosedimentaria metamorfizada con ausencia de rocas verdes. La Unidad Maguazo forma la banda más occidental del Terreno Alao y comprende una secuencia metamorfizada de turbiditas silíceas y basaltos andesíticos masivos. En el extremo Sur está suprayacido por la Formación Yunguilla (no-deformada). El Terreno Guamote es una división tectono-estratigráfica principalmente de cuarcitas y pizarras el cual se interpreta como una secuencia clástica de margen pasivo. Los depósitos terciarios y cuaternarios de origen volcánico y sedimentario (no diferenciado en la parte más oriental) ocultan parcialmente las rocas metamórficas en la parte Noroeste
Rocas intrusivas	Los granitoides de Azafrán del Tipo-I y de edad Jurásico Superior-Cretácico aparecen en el extremo NE del distrito en el terreno Salado. Plutonismo en otras partes es de pequeño volumen e incluyen cuerpos de edades Cretácico Superior, Terciario y Cuaternario y dominantemente de composición diorítica-granodiorítica. También hay intrusiones máficas-ultramáficas cretácicas, ej. Complejo Tampanchi
Estructura	Fallas regionales de dirección andina separan las unidades y demarcan los límites entre los terrenos. Zonas de falla importantes incluyen Peltetec, Baños y Palanda-Cosanga. Complementariamente hay sistemas de fallas secundarias agrupadas formando dúplexes y abanicos terminales. También han sido identificados sistemas de lineamientos NW-SE que representan fracturas en la dirección extensional del sistema regional dextral
Mineralización	Depósitos de VHMS en volcanitas que incluyen las ocurrencias de Las Pilas (o Mina Pilas), Guarumales y Cruzacta
Otros tipos de depósitos	Sistemas epi-mesotermales relacionados con intrusiones ej. Amaluza; vetas mesotermales hospedadas en zonas de cizalla ej. Condorazo, Laguna Negra; sistemas epitermales de baja y alta sulfuración ej. Cerro Pucurco y Pilzhum; complejos máficos-ultra-máficos de tipo Alaskan ej. Tampanchi; y placeres derivados con Au y MGP ej. Río Pindilig
Referencias	Mapa geológico de la Cordillera Real del Ecuador. Escala 1:500000, CODIGEM-BGS (1994); informe descriptivo (Litherland et al., 1994); depósitos VHMS (ver Volumen 3)

Tabla 4.4 Características principales del Distrito Zamora

	DISTRITO ZAMORA (Subdistritos Cumbaratza y Gualaquiza)
Definición	Área de la parte septentrional del batolito Zamora, Cordillera El Cóndor englobando las minas y prospectos conocidos de sistemas porfídicos y skarns mineralizados
Ubicación	Parte de la Cordillera El Cóndor delimitado con las coordenadas geográficas 78°22'-79°00'W y 2°50'-4°20'S. La delineación occidental y oriental del distrito han sido determinadas por las fallas de dirección de La Canela-Palanda y El Cóndor respectivamente y también por la frontera con Perú. El límite meridional es arbitrario
Contexto geotectónico	El distrito definido por el batolito de Zamora el cual está emplazado en el Cratón Guayanés del Escudo Brasilero al Este del conjunto de terrenos alóctonos Paleozoicos a Mesozoicos los cuales comprenden la Cordillera Real. El batolito de Zamora de edad Jurásico es un conjunto de granitoides no-deformados y no metamorfizados de Tipo-I asociado con un arco volcánico. Rocas metamórficas paleozoicas ocurren como enclaves o plataformas en el Batolito mientras las rocas volcanosedimentarias del Triásico forman un techo localmente preservado (rift o graben). Volcanitas calco-alcalinas y sedimentos clásticos de tipo continental y edad Jurásica a Cretácica Inferior son más o menos contemporáneas con el batolito. Sedimentos marinos superficiales epicontinentales y volcánicos continentales en el Cretácico sobreyacen discordantemente el arco magmático
Litoestratigrafía	La unidad metamórfica Isimanchi que comprende metasedimentos de una plataforma marina está sobreyacido por la Unidad Piuntza, una secuencia no-deformada de volcanosedimentos continentales/marinos de edad Triásico Medio. La Unidad Piuntza fue depositada en una fosa tectónica marina en el basamento. Las rocas están localmente corneanizadas y skarnificadas (rocas calcáreas). La más extensa Formación Santiago del Jurásico Inferior tiene una asociación litológica parecida a la Unidad Piuntza y podría estar localmente presente. La Unidad Chapiza con edad Jurásico a Cretácico Inferior comprende una sucesión de capas rojas no metamórficas que sobreyace o al menos en parte una facies equivalente a la Formación Santiago. Rocas volcánicas del arco magmático asociadas con el Batolito de Zamora son de composición basáltica a intermedia y pasan lateralmente hacia al Oeste al terreno Salado. Las unidades post-batolíticas incluyen la Formación Hollín (areniscas blancas y cuarcitas) de edad Albiense-Aptiense y la Formación Napo (calizas, lutitas negras y areniscas) con edad Albiense-Maestrichtiense. La unidad informal Chinapintza comprendida por volcánicos silíceos a intermedios es en parte contemporánea con la Formación Napo
Rocas intrusivas	El batolito de Zamora del Jurásico comprende mayormente granodioritas y dioritas hornbléndicas del Tipo I (series de magnetita) y cuerpos subordinados de cuarzodiorita, cuarzomonzodiorita, monzonita y monzogranito. Stocks y diques subvolcánicos (localmente porfídicos) de microdiorita/andesita, microtonalita/dacita riolita-riodacita y alasquita con edades del Jurásico, Cretácico y Cenozoico
Estructura	El lado occidental del batolito está dominado por la falla regional de cabalgamiento Palanda, la cual define el carácter del frente Subandino y el límite Este del tectonometamorfismo Andino. Otras fallas de dirección andina con tendencia N-S subdividen el batolito, forman una estructura de flores y son el principal control del magmatismo, metalogénesis y tipos de sedimentación. Fallas de segundo orden con direcciones NE-SW a ENE-WSW, WNW-ESE y NNW-SSE. Graben o medio graben con dirección N-S de edad cretácica (ej. Cinturones de Nambija y María Elena).
Mineralización	Depósitos porfídicos (Cu-Mo: ej. Grupo San Juan Bosco; Cu-Au ± Mo: ej. Tumi y El Hito-Santa Bárbara); skarns cupríferos ej. Namírez, María Elena; skarns auríferos oxidados ej. Cinturón Nambija; depósitos epi-mesotermales transicionales relacionados con skarn (tipo reducido) ej. Ana; depósitos epitermales de baja sulfuración ej. Chinapintza, Piuntza
Referencias	Mapa geológico de la Cordillera Real del Ecuador (hoja Sur) Escala 1:500000, CODIGEM-BGS (1994); informe descriptivo (Litherland et al., 1994); mapas geológicos 75 (Gualaquiza), 76 (Paquisha) y 77 (Zamora) Escala 1:100000, (CODIGEM); depósitos porfídicos y epi-mesotermales relacionado con intrusiones (ver Volumen 5)

5

DEPÓSITOS EPITERMALES

5.1 Introducción

Los depósitos epitermales se forman cerca de la superficie de la Tierra, generalmente a profundidades menores que 1 km, más comúnmente en terrenos volcánicos. Los metales se derivan de intrusiones subyacentes o se disuelven de rocas volcánicas por circulación de fluidos y se depositan como resultado de complejas reacciones químicas a temperaturas en el rango 100-300°C. Los depósitos ocurren en una variedad de estructuras y ambientes geológicos en respuesta a condiciones cambiantes conforme los fluidos metalíferos presurizados ascienden a través de la corteza y reaccionan con las rocas. Enfriamiento, mezcla de fluidos y ebullición están entre los procesos responsables para la deposición de los minerales de mena.

Los sistemas geotérmicos activos en cinturones volcánicos modernos son análogos a los sistemas epitermales antiguos y sus estudios contribuyen a mejorar el entendimiento de la generación de depósitos minerales dentro de ellos y así proveen una guía valiosa para la exploración (Hedenquist y Lowenstern, 1994). La precipitación activa de oro de aguas termales y las concentraciones reportadas de oro en otros fluidos magmáticos en ambientes volcánicos activos proveen indicios de los procesos responsables de la generación de depósitos epitermales de metales preciosos (e.g. Krupp y Seward, 1987)

5.2 Características de depósitos epitermales de metales preciosos

La mayoría de depósitos epitermales ocurren en arcos volcano-plutónicos en ambientes tectónicos relacionados a subducción, principalmente en márgenes continentales y en arcos de islas. Es claramente evidente la concentración de depósitos mayores en la región del circum-Pacífico. Normalmente se encuentran en el lado de tras-arco, pero también ocurren en grabens producidos como estructuras “pull-apart” asociadas con movimientos del componente de rumbo (strike-slip). No ocurren en ambientes de cuencas submarinas de tras-arco pero pueden hacerlos en campos volcánicos continentales.

Los depósitos de oro están hospedados principalmente en lavas subaéreas, rocas piroclásticas y sus equivalentes intrusivos sub-volcánicos. Estratos contemporáneos intercalados, epiclásticos y sedimentarios, y unidades subyacentes del basamento pueden también estar mineralizadas. Las rocas volcánicas cubren un amplio espectro de composiciones, desde intermedias hasta ácidas; pertenecen principalmente a la serie calcoalcalina, pero variedades shoshoníticas y alcalinas hospedan importantes depósitos tanto en ambientes intraoceánicos como continentales.

Ambientes estructurales favorables para el desarrollo de mineralización epitermal de oro se producen donde quiera que la permeabilidad se incrementa. En terrenos volcánicos, esos sitios se encuentran comúnmente en complejos de ventos andesíticos, calderas silícicas, domos resurgentes y complejos de diatremas de maar. También las fallas regionales mayores están ampliamente reconocidas como controles importantes para la localización de depósitos epitermales, tanto como sitios favorables para el emplazamiento de magma como para el subsecuente flujo de fluido hidrotermal. Fallas subsidiarias, codos de dilatación, zonas de brechas hidrotermales y freatomagmáticas, contactos litológicos y un rango de características estructurales menores pueden también controlar la distribución de la actividad hidrotermal y así la localización de la mineralización.

Hasta hace poco la mayoría de depósitos epitermales conocidos se restringía a cinturones volcánicos terciarios y cuaternarios. En terrenos más antiguos las características geológicas primarias del estilo de mineralización epitermal están comúnmente obscurecidas por deformación y metamorfismo posteriores. Sin embargo, un factor más crítico en la exploración para estos depósitos en terrenos más antiguos es su preservación de la erosión. Aunque las tasas de erosión en ambientes volcánicos tectónicamente activos son generalmente altas, donde tiene lugar un volcamiento temprano de las sucesiones huéspedes o donde ha ocurrido un rápido enterramiento, la mineralización epitermal puede preservarse en rocas más antiguas.

Dos clases principales de depósitos epitermales se han establecido con base en la naturaleza y distribución de la alteración hidrotermal asociada, la morfología del depósito y las texturas de minerales de mena y ganga. Estas clases se conocen como:

(i) Depósitos de baja sulfuración o de adularia-sericita.

(ii) Depósitos de alta sulfuración o de alunita-caolinita.

Depósitos de alta sulfuración se derivan de fluidos ricos en sulfuros, oxidados, acidificados, generados en ambientes hidrotermales volcánicos. En contraste, depósitos de baja sulfuración se producen por fluidos pobres en sulfuros, reducidos, casi neutrales, fluidos pobres en sulfuros comparables a aquellos encontrados en ambientes geotermales modernos. La Figura 5.1 ilustra esquemáticamente las relaciones entre estos ambientes y los estilos de mineralización encontrados en ellos.

La naturaleza y distribución de alteración en depósitos epitermales puede proveer importante información sobre el sistema hidrotermal y la localización de los objetos mineralizados. Adicionalmente, las asociaciones minerales de alteración y su distribución ayudan a dilucidar las paleo-temperaturas dentro de ellos. Bajas temperaturas sugieren la preservación de todos o la mayoría de sistemas epitermales y por tanto existe potencial para el descubrimiento de mineralización. Donde las asociaciones de alteración sugieren altas paleo-temperaturas altos niveles de mineralización epitermal pueden haber sido removidos por erosión.

La Tabla 5.1 resume las características claves de las dos principales clases de depósitos epitermales de metales preciosos y puntualiza sus diferencias.

Tabla 5.1 Características clave de depósitos epitermales de oro

Característica	Baja sulfuración	Alta sulfuración
Ambiente tectónico	Margen continental volcano-plutónico, arcos oceánicos y tras-arcos. Campos volcánicos continentales	Margen continental volcano-plutónico, arcos oceánicos y tras-arcos
Ambiente geológico/estructural	Sistemas de fallas regionales, grabens, calderas silícicas, estratovolcanes andesíticos, complejos de domos de flujo diatremas de calderas (maar)	Sistemas de fallas regionales, grabens, calderas silícicas, estratovolcanes andesíticos, complejos de domos de flujo diatremas de calderas (maar). Pueden sobreyacer sistemas mineralizados porfiríticos.
Rocas encajantes	Andesita - riodacita - riolita y rocas epiclásticas asociadas. Algunas asociadas con volcánicos alcalinos o subalcalinos (shoshoníticos)	Andesita - dacita - riodacita y epiclastos asociados. Intrusiones subvolcánicas
Edad de la roca huésped	Cualquier edad. Más comúnmente Terciarios a Cuaternarios. Importantes ejemplos Mesozoicos y Paleozoicos.	Cualquier edad. Más comúnmente Terciarios a Cuaternarios. Importantes ejemplos Mesozoicos y Paleozoicos.
Edad de mineralización	Comúnmente 0.5 - 1.0 Ma posterior a las rocas huéspedes	Similar a la edad de las rocas huéspedes
Forma del depósito	Menas de vetas y stockworks dominantes. Vetas alimentadoras pueden pasar hacia arriba a amplias zonas de mena. Extensos campos de veta pueden ocurrir	Remplazamiento masivo finogranular y menas diseminadas en estanques, lentes y masas irregulares
Controles de mena	Zonas de permeabilidad incrementada tales como fallas, fracturas, litologías permeables, brechas (intrusivas, tectónicas o hidrotermales), fallas radiales y en anillos en márgenes de calderas, estructuras menores asociadas con cráteres, domos de flujo, complejos de diatremas de caldera (maar)	Zonas de permeabilidad incrementada tales como fallas, fracturas, litologías permeables, brechas, (intrusivas, tectónicas o hidrotermales), fallas radiales y en anillos en márgenes de calderas, estructuras menores asociadas con cráteres, domos de flujo, complejos de diatremas de caldera (maar)
Zonación de alteración	Comúnmente restringidas e inconspicuas: (proximal) silicificación, sericítica, argílica, propilítica (distal)	Extensa y conspicua: (proximal) silicificación, argílica avanzada, argílica, propilítica (distal)
Texturas de mena	Texturas de espacios abiertos rellenos de cuarzo: bandeamiento (coloforme a crustiforme), texturas acrestadas, acuchilladas, escarapeladas y de reemplazamiento de carbonato, cavidades drusíticas	Reemplazamientos de sílica masiva y residual, sílica geodal o escoriácea
Minerales de mena	Pirita, electrum, oro, plata, argentita Subordinada: esfalerita, galena, calcopirita, tetraedrita, pirargirita, seleniuros	Pirita, enargita-luzonita, bornita, covelina, oro, electrum Subordinada: calcopirita, galena, esfalerita, tetraedrita, tennantita, marcasita, arsenopirita, sulfosales de plata, teluros
Minerales de ganga	Cuarzo, calcedonia, amatista, carbonato (comúnmente manganeseano), adularia, sericita, barita, fluorita	Cuarzo, barita, yeso, anhidrita
Minerales de alteración	Sericita, illita, adularia, clorita, esmectita	Alunita, caolinita, dickita, pirofilita, jarosita, esmectita
Metales presentes	Au, Ag. Locales o menores Zn, Pb, Cu, Mo, Sb, Te, Se, Hg, Ba, F, Mn	Cu, Au, As. Locales o menores Ag, Pb, Bi, Sb, Mo, Sn, Zn, Te, Hg, W, B
Zonas de metales	Superior: As, Sb, Hg, B, Tl, Au, Ag Inferior: Cu, Pb, Zn, Bi, Te, Se, Co	Superior: As, Sb, Hg, B, Tl, Au, Ag Inferior: Cu, Pb, Zn, Bi, Se, Co

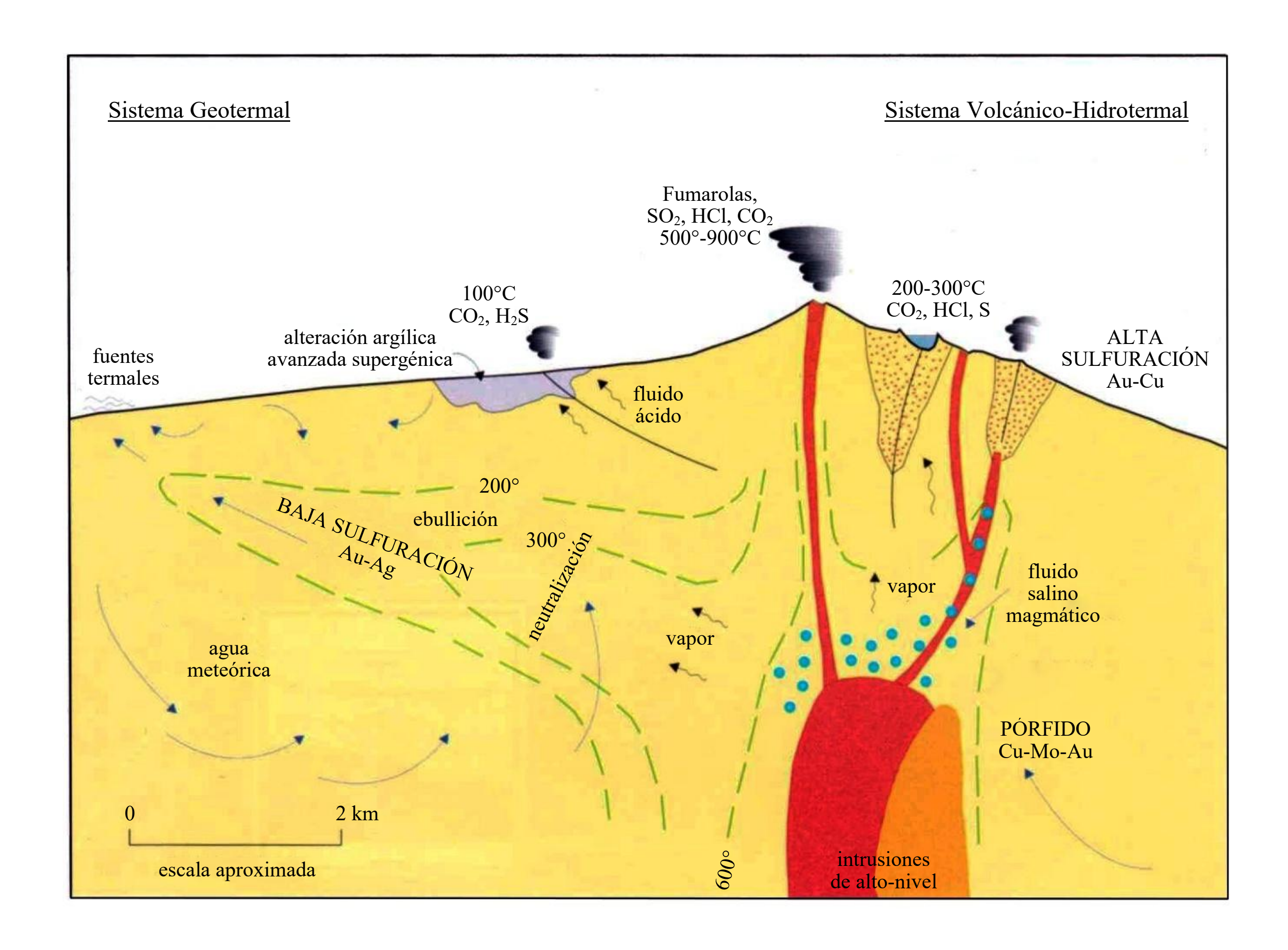


Figura 5.1 Sección transversal esquemática mostrando los ambientes de formación para pórfidos de Cu-Mo-Au y depósitos epitermales de metales preciosos de alta y baja sulfuración (modificado de Hedenquist y Lowenstern, 1994)

5.2.1 Depósitos de baja sulfuración

Una sección esquemática mostrando la arquitectura de un típico depósito de veta de baja sulfuración se presenta en la Figura 5.2.

La alteración en sistemas de baja sulfuración se produce por la interacción de fluidos hipogénicos magmáticos con profundos fluidos meteóricos de convección lo que produce un fluido casi neutral en el ambiente epitermal. Aunque la zona de alteración puede variar entre depósitos, y puede tener una limitada extensión superficial o estar sobreimpresa por asociaciones tardías contrastantes, puede de cualquier manera proveer útiles guías generales de exploración (Figura 5.3). En estos depósitos la alteración típicamente comprende una zona de silicificación central conteniendo mena, localmente acompañada por adularia y rara vez clorita. Esta pasa lateralmente a asociaciones dominadas por sericita o illita y, en zonas de menor temperatura, pueden desarrollarse asociaciones argiláceas con esmectita o capas mezcladas de illita-esmectita. Hacia fuera de estas zonas, ocurre alteración propilítica, caracterizada por clorita, albita, epidota, carbonato y pirita, sobre una amplia área.

En algunos casos, una asociación de alteración de vapor caliente puede sobreimprimir las secciones superiores de sistemas de baja sulfuración en la zona vadosa sobre la mesa de agua. Oxidación de sulfuro de hidrógeno en este ambiente produce fluidos moderadamente ácidos que resultan en la deposición de varios minerales de baja temperatura, tales como caolinita, alunita y cristobalita, más usualmente asociados con ambientes de alta sulfuración. Esto normalmente ocurre sobre y bajo la zona de mena de baja sulfuración, pero puede sobreimprimirla si los fluidos percolan suficientemente hacia abajo. Distinción entre asociaciones argiláceas avanzadas hipogénicas y supergénicas, especialmente alunita, no es a menudo fácil, pero es una importante distinción que debe hacerse cuando se explora en busca de menas hipogénicas.

Los depósitos epitermales son altamente variables en morfología a causa de las condiciones de baja presión en las que se forman y su dependencia en trayectorias de fluidos determinadas por geología y estructura locales. El control estructural es especialmente común en sistemas de baja sulfuración, con zonas de mena generalmente localizadas en conductos hidrotermales (fallas, fracturas, zonas de brecha, etc.) que a niveles más profundos pueden ensancharse hacia arriba en dirección a la paleosuperficie. Los estilos más comunes de mineralización son vetas y "stockworks", mientras que menas diseminadas y de reemplazamiento son menos importantes en este ambiente. El sistema de vetas puede extenderse lateralmente sobre grandes áreas dando lugar a un agrupamiento de varios depósitos dentro de un distrito.

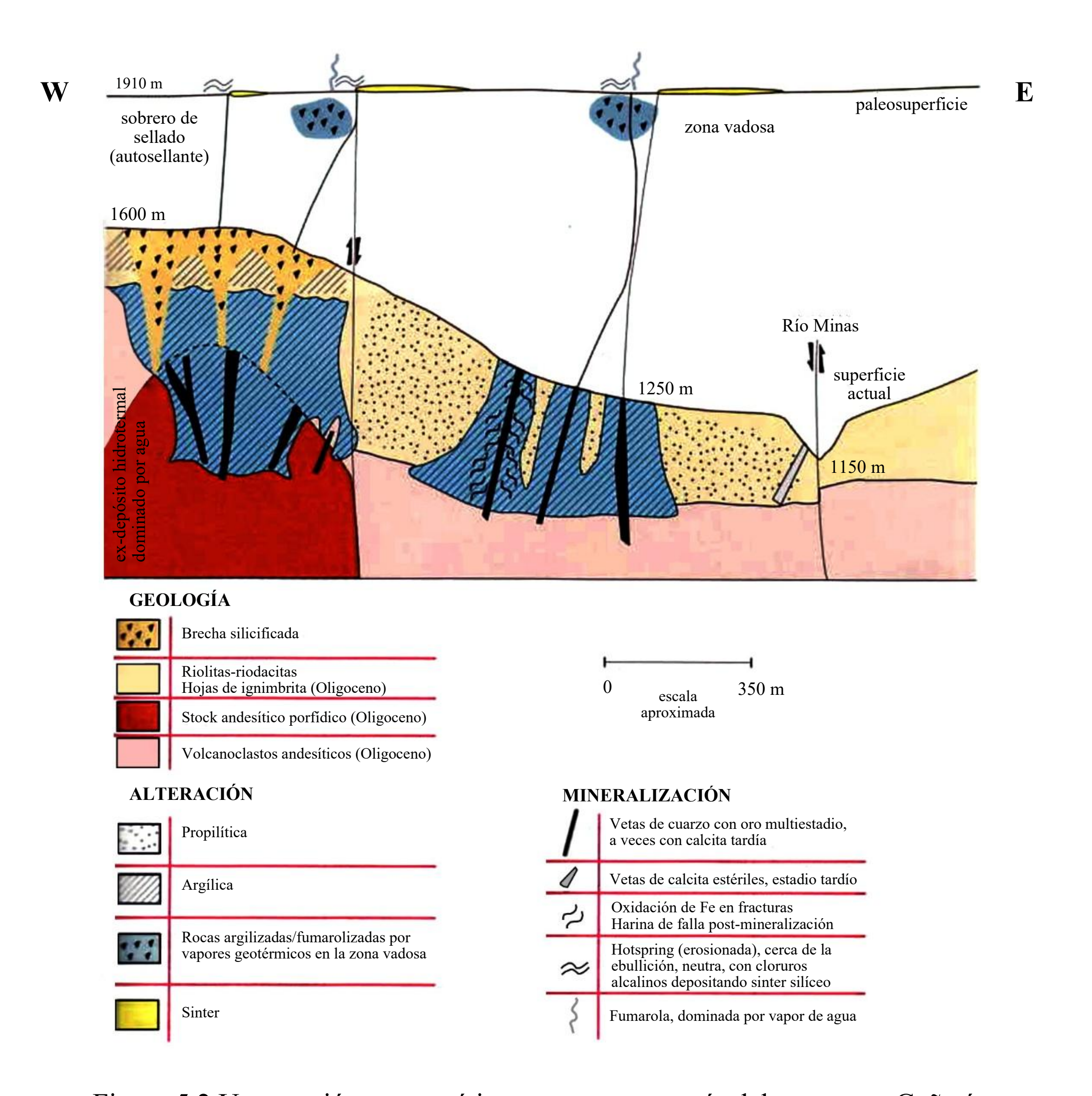


Figura 5.2 Una sección esquemática este-oeste a través del prospecto Gañarín

Depósitos de metal precioso de baja sulfuración comúnmente tienen variaciones espaciales en las asociaciones texturales de cuarzo las cuales pueden ayudar a identificar el nivel de exposición relativo a la paleosuperficie (Figura 5.2). Por ejemplo, donde las partes más altas de los paleosistemas son terrazas de concreciones preservadas pueden ser evidentes las brechas de erupción hidrotermal, aunque éstas no estén comúnmente altamente enriquecidas en oro. A niveles más profundos en los sistemas, las texturas de cuarzo se caracterizan por generaciones múltiples de texturas de relleno de vacuolas y calcedonia, que incluyen texturas en forma de peinilla, de roseta o de hoja. También son comunes las cavidades geodales, vacuolas y bandeamientos ya sean crustiformes o coloformes finos. Pseudomorfos de sílica a partir de calcita (textura de reemplazamiento de carbonato) están también ampliamente difundidos. En el modelo idealizado, las texturas de cuarzo están dominadas por sílica calcedónica masiva en las partes superiores del sistema, pasando hacia abajo a una zona caracterizada principalmente por cuarzo bandeado crustiforme y coloforme. Debajo de esto, bajo el nivel de ebullición, el cuarzo es principalmente cristalino en forma y está asociado con adularia cristalina, sulfuros y carbonato. Esta variación vertical en las asociaciones texturales de vetas de cuarzo puede así asistir en la localización de zonas que comúnmente hospedan mineralización de oro (Morrison et al., 1990). Para las características mineralógicas y geoquímicas ver la Tabla 5.1.

La mayoría de depósitos de baja sulfuración ocurren en rocas volcánicas calco-alcalinas que varían en composición desde andesita a dacita y riolita. Algunos importantes ejemplos también ocurren en rocas alcalinas a riolíticas sub-alcalinas (shoshoníticas) ej. Ladolam en Lihir Island, Papua Nueva Guinea (Tabla 5.1) y el depósito de Cripple Creek en Colorado, USA (Kelley et al., 1998).

5.2.2 Depósitos de alta sulfuración

En la Figura 5.3 se observa una sección esquemática de la arquitectura de un depósito típico de alta sulfuración.

En contraste a los sistemas de baja sulfuración, la alteración hidrotermal en sistemas de alta sulfuración es comúnmente más extensa y visualmente distintiva y por tanto constituye potencialmente una guía más útil para la localización de mineralización. La alteración está relacionada al ascenso de volátiles magmáticos con escasa modificación a altos niveles en la corteza donde son absorbidos por agua meteórica para formar un fluido ácido que lixivia las paredes de roca alrededor de los conductos de los fluidos. La mena está comúnmente hospedada en un residuo silícico altamente lixiviado por este proceso, llamado silica geodal, la cual está bordeada por una zona de avanzada alteración argílica caracterizada por alunita, caolinita, dickita, pirofilita y diáspora. Esto pasa hacia fuera a una asociación argílica dominada por una mezcla de capas arcillosas de illita-esmectita. La zona de alteración más externa consiste de asociaciones propilíticas. La Figura 5.3 muestra la distribución simplificada de alteración en estos sistemas.

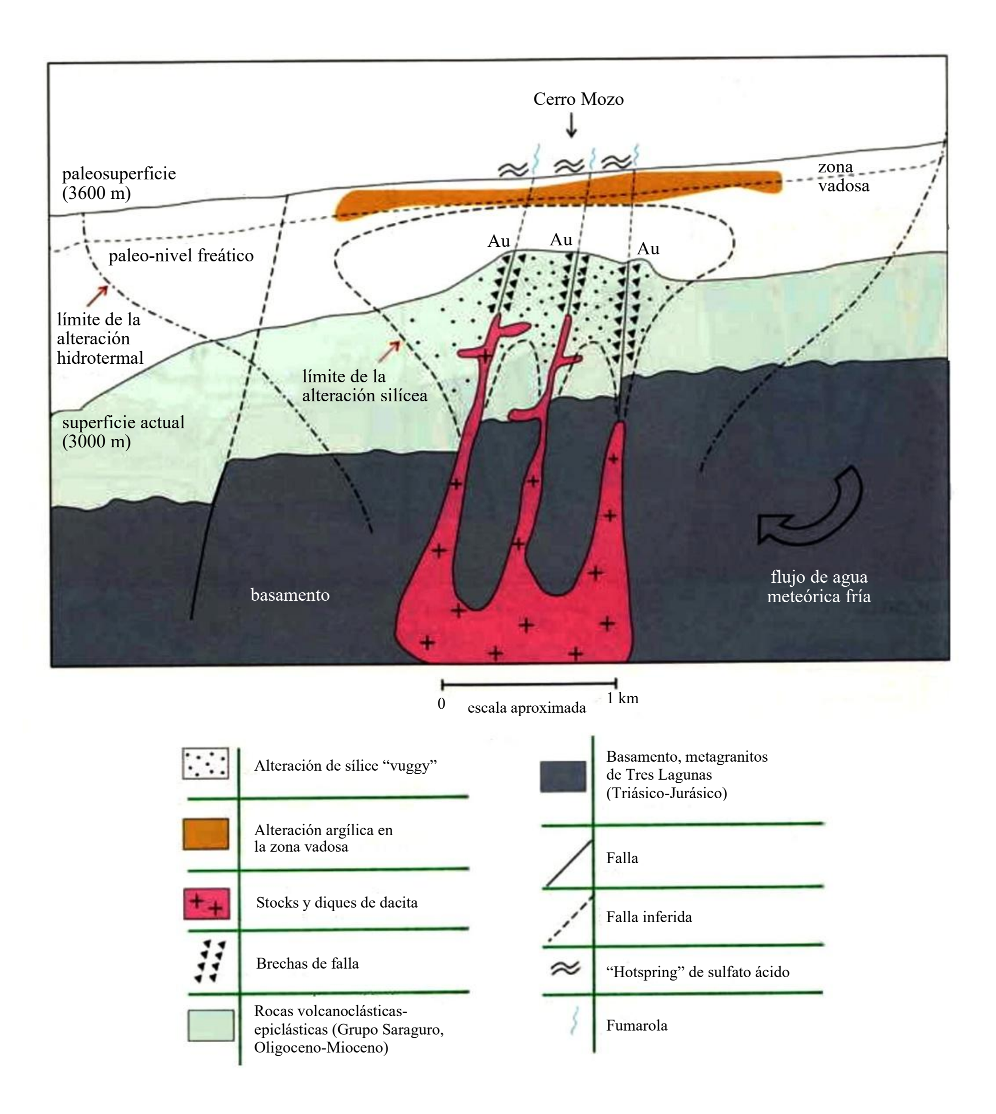


Figura 5.3 Una sección esquemática este-oeste a través del prospecto El Mozo

El estilo y las texturas típicas de mineralización de sistemas de alta sulfuración difieren de aquellos en sistemas de baja sulfuración. Son más comunes las menas diseminadas y de reemplazamiento, con vetas y "stockworks" normalmente de menor importancia. El cuarzo en los depósitos de alta sulfuración es normalmente de grano fino. Ocurre como reemplazamientos masivos y se caracteriza por una forma escorial (silica geodal), el producto residual de lixiviación ácida. Cavidades drusales, vetas bandeadas y brechas hidrotermales pueden también ocurrir como tipos de mena subordinados. La mineralogía de mena está dominada por pirita y enargita-luzonita mientras el mineral de ganga predominante es cuarzo, (ver Tabla 5.1). Azufre comúnmente rellena las cavidades drusales y otros espacios abiertos. Minerales carbonatos y adularia están ausentes, mientras esmectita y calcedonia son raros. La abundancia total de sulfuros, principalmente pirita, puede variar ampliamente y alcanzar hasta un 90%. En algunos depósitos, menas masivas de enargita-pirita son importantes fuentes no solo de Au, pero también de Ag y Cu, e.g. El Indio, Chile (Siddeley & Araneda, 1986). Más comúnmente el Au está contenido dentro de asociaciones de cuarzo-alunita, e.g. Pierina (Volkert et al., 1998) y Yanacocha, las dos en Perú (Sillitoe, 1995).

Las rocas huéspedes de depósitos de alta sulfuración son lavas y piroclastos de composiciones andesíticas, dacíticas y riodacíticas.

La ocurrencia de mineralización económica de los dos tipos, alta y baja sulfuración en un solo distrito no ha sido bien documentada en muchas áreas. Normalmente un tipo de alteración es dominante y contiene la más importante mineralización. Además, donde los dos están presentes, cada uno está localizado por un juego diferente de estructuras. En general, donde están disponibles datos geocronológicos de alta calidad es común para la mineralización en sistemas de alta sulfuración seguir al magmatismo más estrechamente (comúnmente por menos que 0.5-1 Ma) que en el ambiente de baja sulfuración. Esto es consistente con la conexión directa entre fluidos magmáticos y mineralización en el ambiente de alta sulfuración en contraste con el proceso que involucra fluidos meteóricos profundamente convectivos en el ambiente geotermal de baja sulfuración

5.3 Mayores depósitos epitermales de los Andes

La provincia metalogénica de los Andes centrales de Perú, Chile norte, Bolivia y Argentina noroccidental hospeda numerosos depósitos epitermales de ambos tipos. Los depósitos, principalmente de edad miocénica, están hospedados mayormente en lavas andesíticas a dacíticas y en rocas piroclásticas. Están espacial y temporalmente relacionados a estratovolcanes, tobas de flujo de ceniza de calderas, domos de dacita- riolita, brechas explosivas y depósitos piroclásticos de muchas fuentes incluyendo diatremas.

Los depósitos epitermales de los Andes centrales incluyen tipos de alta y baja sulfuración. Ericksen & Cunningham (1993) han identificado cuatro sub-tipos distintos:

(i) Vetas polimetálicas de metales base enriquecidas en plata, de baja sulfuración, e.g. Arcata, Cayllama, Orcopampa (Perú).

(ii) Vetas y “stockworks” polimetálicos de Sn-Ag, de baja sulfuración, e.g. Cerro Rico de Potosí, Oruro y Chocaya (Bolivia).

(iii) Vetas polimetálicas de metales base enriquecidas en Ag y Au-Ag, de alta sulfuración, e.g. Julcani, Perú; El Indio, Chile.

(iv) “Stockworks” de bajo grado de metales preciosos, mayormente de alta sulfuración, e.g. Choquelimpie, Chile; distrito de Maricunga del norte de Chile incluyendo La Coipa, Marte, Lobo y Esperanza; La Joya, Bolivia.

La mayoría de estos depósitos son relativamente ricos en Ag con un contenido de Au casi siempre menor que 2 ppm. Cerro Rico de Potosí en Bolivia ha sido por mucho la fuente de mayor producción de Ag estimada en 30000 t Ag. Varios otros depósitos en el sur del Perú han producido al menos 1500 t Ag.

Fuentes importantes de Au son las vetas de alta sulfuración y alto grado de El Indio en Chile y algunos de los depósitos de “stockwork” de bajo grado tales como La Joya (Bolivia), La Coipa, Marte, Lobo y Choquelimpie (Chile). En los últimos 10-15 años se han realizado importantes nuevos descubrimientos de mineralización epitermal de alta sulfuración en el norte del Perú. Dos depósitos mayores de clase mundial se han desarrollado en Yanacocha y Pierina.

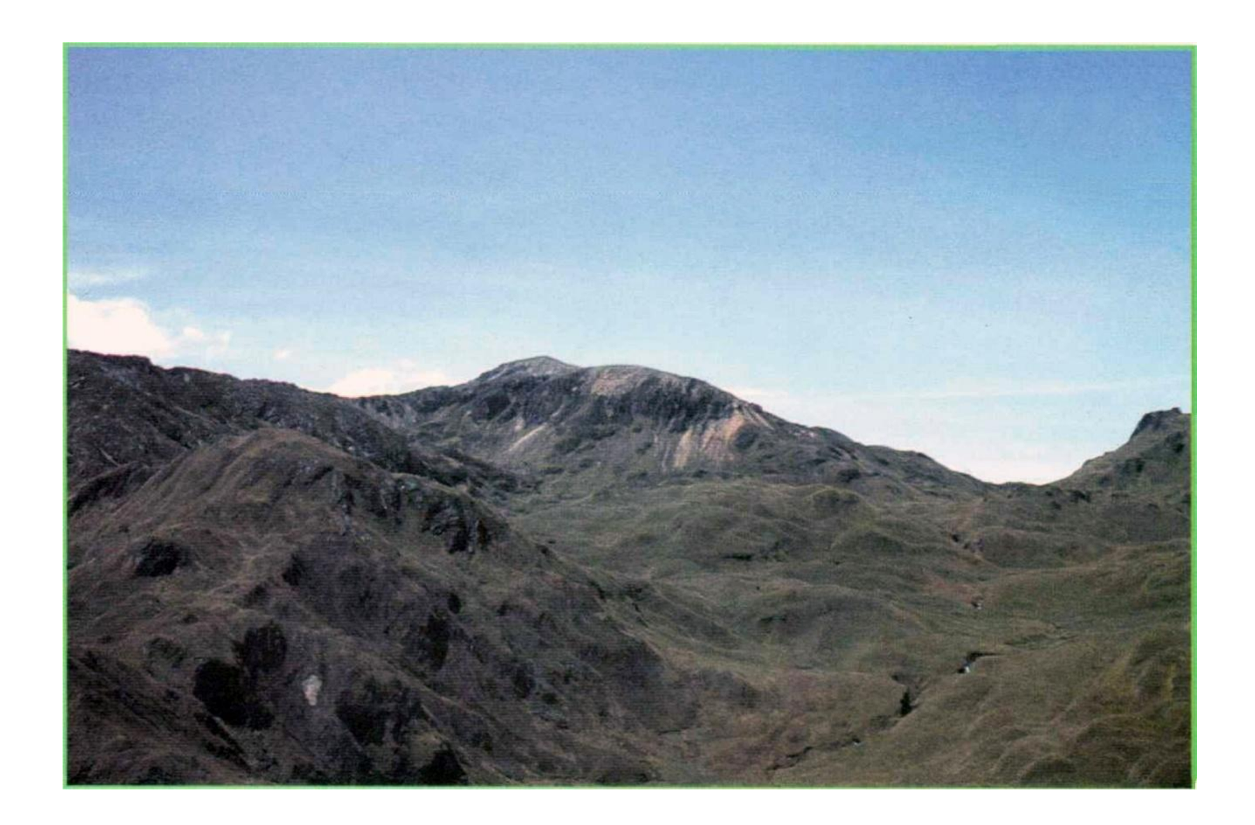


Foto 5.1 Vista general del Cerro Pucurco en el Distrito Alao-Paute con los colores rojos de oxidación de pirita – indicios de un sistema epitermal. Pucurco significa “Cerro Rojo” en Quechua

5.4 Modelos genéticos para los sistemas epitermales de la Cordillera Occidental

Las investigaciones llevadas a cabo en este proyecto han identificado las claves geológica, tectónica, mineralógica y los rasgos geoquímicos de los depósitos epitermales estudiados en el Distrito Azuay. Estas características se resumen de acuerdo con los estilos de mineralización en los perfiles descriptivos de las Tablas 8.1 y 8.2.

Sobre la base de esta información y los estudios de depósitos similares en todo el mundo, los modelos genéticos pueden ser establecidos para las mineralizaciones epitermales conocidas que relacionan los procesos responsables de esta génesis con la evolución geotectónica del Ecuador. Los modelos de depósitos pueden ser usados como base para predecir la situación de lugares favorables para la existencia de mineralizaciones similares en el país.

5.4.1 Sistemas epitermales de alta sulfuración

5.4.1.1 Arquitectura y controles de situación: El depósito Quimsacocha está alojado en lavas andesíticas y brechas de flujo de la Formación Quimsacocha del Mioceno dispuesta sobre la corteza continental del Terreno Chaucha. Está situado en un corredor estructural regional de rumbo Noreste, llamado el Cinturón de Gañarín, que fue el lugar de mayor actividad volcánica e intrusiva durante un largo período y que aloja cierto número de depósitos significativos de metales preciosos, incluyendo ocurrencias tanto de alta como de baja sulfuración.

Las rocas de caja han sido alteradas hidrotermalmente en varias zonas discretas sobre un área que mide alrededor de 12 por 6 km. La alteración se desarrolla principalmente a lo largo de zonas de falla de alto buzamiento, la mayoría relacionadas con estructuras regionales de rumbo aproximado Norte-Sur y Noreste-Suroeste. En algunas zonas (Tres Lagunas y Gulag) hay alguna evidencia de que la mineralización está controlada por fallas de bajo ángulo. Los rumbos estructurales preferidos están relacionados probablemente al sistema en dirección sinistral dominante en el área. Otras estructuras subordinadas como las de dirección Noroeste-Sureste pueden estar relacionadas a los procesos asociados con desarrollo de calderas.

La zonación de alteración sigue el patrón típico de los sistemas de alta sulfuración (Figura 5.3), con un núcleo central de alteración de sílice masivo o “vuggy” pasando hacia afuera a asociaciones argílica avanzada y argílica.

La sílice fue introducida en múltiples estadios. La alteración de sílice vuggy centrada a lo largo de fallas fue un evento importante. En algunas zonas la tectónica tardía y la brechificación hidrotermal incrementan localmente la permeabilidad para la entrada repetida de fluidos silíceos y metalíferos. Por ejemplo, en la zona D1 abunda la pirita y, la enargita aparece localmente en fracturas tardías y vetillas y como reemplazamiento selectivo de clastos. Las brechas de diatrema adyacentes al sector Sureste del borde del cráter también facilitan un conducto permeable para los fluidos mineralizantes.

Se cree que la mineralización en Quimsacocha está relacionada con el desarrollo de una caldera sobre una cámara magmática ascendente. La evidencia de campo del Sureste del margen del cráter sugiere que los procesos hidrotermales en este sector son pre-colapso de la caldera. El flujo de fluidos estuvo centrado en las fracturas anulares incipientes y en otras zonas de permeabilidad incrementada posiblemente relacionado con la ascensión de la cámara magmática. Las brechas tempranas de diatrema emplazadas en el margen Sureste del cráter fueron el sitio de la mineralización debido a su relativa alta permeabilidad y su posición junto al anillo de fracturas. Después de la erupción y colapso la caldera fue rellenada con intrusiones de lavas de composición dacítica principalmente. Aunque localmente brechificadas, están poco alteradas y generalmente sin mineralizar. No hay evidencias que constriñan la edad y duración de estos sucesos y la posibilidad de eventos mineralizantes posteriores relacionados con la intrusión resurgente no pueden ser establecidos. No obstante, no hay evidencia de ninguna de estas intrusiones emergiendo como domos de flujo en, o cerca de, la caldera de Quimsacocha.

La mineralización de El Mozo también muestra muchos rasgos típicos de los depósitos metálicos y preciosos epitermales de alta sulfuración como se resume en la Tabla 5.1. La propiedad está subyacida por las rocas volcánicas calco-alcalinas continentales oligo-miocenas del Grupo Saraguro que se superponen a la corteza continental del Terreno Loja. Está situada en el Cinturón Collay-Shincata, cerca de la zona de falla mayor de Baños, que aloja varias ocurrencias de mineralizaciones principalmente epitermales y porfídicas de metales preciosos. La alteración comprende asociaciones típicas de alta sulfuración que están centradas en fallas de control de alto ángulo. La alteración de sílice masivo y vuggy ocurre en posiciones proximales pasando hacia fuera a asociaciones argílica avanzada y argílica (Figura 5.3).

La superficie terrestre actual expone dos niveles diferentes del sistema epitermal en El Mozo. La mineralización está desarrollada más intensamente en la parte Este de la propiedad, alrededor de la cumbre de Cerro Mozo. Esta zona está relativamente enriquecida en As y Sb y probablemente representa el centro del sistema. La mineralización en la parte Oeste del prospecto parece estar confinada más intensamente en estructuras subverticales, lo que sugiere un ambiente más profundo o periférico. En los niveles más profundos de sistemas epitermales los fluidos están más intensamente controlados por las estructuras y tienen halos de alteración más estrechos asociados (Figura 5.4). Sobre esta base se sugiere que la mineralización de la parte Oeste del prospecto El Mozo refleja un nivel profundo del sistema epitermal y no es probable que exista mineralización epitermal adicional significativa infrayacente. Las elevadas concentraciones de varios elementos traza (Cu, Mo, Zn y Pb) en este sector y la distribución de los minerales de alteración, determinados por los análisis del PIMA, son también coherentes con este modelo. La illita y clorita identificadas indican deposición a partir de soluciones casi neutras, posiblemente en los márgenes del sistema de alta sulfuración.

La conservación de las partes altas del sistema en el Este sugiere mayor potencial para mineralización económica en ese sector, pero el predominio del control estructural es posible que limite la existencia de grandes volúmenes de rocas mineralizadas. Las leyes económicas pueden estar confinadas a un intervalo vertical particular, posiblemente relacionado con la ebullición dentro del conducto de los fluidos, pero parece haber poca evidencia de flujo lateral de fluidos significativo que se requeriría para producir grandes tonelajes de mineralización diseminada estratiforme en El Mozo.

No se ha identificado una intrusión fuente, pero es posible que esté oculta bajo el Cerro El Mozo. La edad de K-Ar de 15.4 ± 0.7 Ma obtenida en este estudio en alunita confirma una edad del Mioceno Medio para la mineralización hipogénica.

5.4.1.2 Comparación con otros depósitos de alta sulfuración: El Mozo y Quimsacocha son depósitos de metales preciosos epitermales de alta sulfuración que muestran muchos de los rasgos de este tipo de mineralización (Tabla 3.1). No obstante, ambos muestran fuertes controles estructurales en la distribución de la mineralización y la alteración y esto limita los tonelajes potenciales de roca económicamente mineralizada presente en este sistema.

La mineralización de Quimsacocha tiene una relación espacial cercana y (se asume que temporal) con una depresión circular o cráter de unos 3.5 km de diámetro. Este cráter representa una caldera silícea desarrollada después de una erupción climática de ignimbritas dacíticas y riolíticas. La mineralización, al menos en parte, parece ser anterior al colapso de la caldera. Este modelo se perfila en la Tabla 7.2 de este volumen y la sección esquemática (Figura 7.5; Volumen 2) ilustra la relación geológica del sistema. La posible importancia de eventos posteriores en el ciclo de la caldera no puede ser descartada. La mineralización del sector Sureste puede ocupar una estructura temprana pre-colapso, pero su situación puede estar relacionada con un evento tardío. No obstante, la relación temporal entre la mineralización y el ciclo de la caldera, que puede continuar durante varios millones de años, es variable.

Los lugares potenciales para mineralización en el ambiente de caldera son numerosos, incluyendo fallas regionales anteriores a la formación de la caldera que pueden ser reactivadas, fallas y fracturas desarrolladas durante los estadios tempranos tumescentes del emplazamiento del magma, otros relacionados con el colapso de la caldera y los tardíos desarrollados durante la resurgencia de la caldera. La mayoría de los depósitos pueden ser asociados con los últimos estadios del desarrollo de la caldera donde se forman en fracturas relacionadas con el colapso y resurgencia a lo largo de períodos de millones de años después del cese del volcanismo. A pesar de ello, hay varios ejemplos documentados de mineralización anterior al colapso de la caldera (ej. Distrito La Joya, en Bolivia; Redwood, 1987). Además, Guillou-Frottier et al. (1999) han desarrollado modelos termo-mecánicos que sugieren que las condiciones favorables para la mineralización pueden desarrollarse durante el ascenso del magma anterior al colapso de la caldera. Según asciende el magma antes de la caldera, se inicia un fallamiento en anillo que, dada la proximidad de la fuente de calor magmático, es un sitio altamente favorable para la mineralización.

La mineralización en Quimsacocha puede haberse desarrollado en relación con una caldera de flujo de cenizas no resurgente, con un bajo volumen similar.

En Quimsacocha y El Mozo hay poca evidencia de flujo lateral penetrativo significativo de los fluidos mineralizantes para producir grandes volúmenes de mineralización diseminada o estilo de reemplazamiento de una roca de caja permeable como en el ejemplo del depósito de Pierina. La principal zona mineralizada en Pierina es estratiforme y está constituida por una unidad de tobas de flujo de cenizas relativamente permeable con buzamiento suave. La importancia del flujo lateral de fluidos ha sido también citada como un factor crítico en la generación de los depósitos mayores de Cu-Au de alta sulfuración de Lepanto, en las Filipinas (Hedenquist et al., 1996). La paleohidrología del sistema estuvo dominada por la intersección de una zona de falla y una discordancia litológica sobre el depósito cogenético de pórfido de Cu-Au Far Southeast.

En resumen, Quimsacocha y El Mozo son excelentes ejemplos de depósitos de Au de alta sulfuración en el Sur del Ecuador y se produjeron por procesos magmático-hidrotermales comparables con los de los sistemas de alta sulfuración en otros lugares. Existió una preparación temprana del terreno mediante fluidos oxidantes de pH bajo que fueron seguidos por el ascenso en esa zona de los fluidos portadores del oro. El predominio del control estructural en la situación de la alteración y mineralización indica que no hay que esperar grandes depósitos. El potencial para mineralización infrayacente se considera bajo en El Mozo porque la erosión ha expuesto la mayor parte del sistema. En Quimsacocha son necesarias ulteriores investigaciones para aclarar la geología local e identificar los mejores objetivos estructurales-estratigráficos para el desarrollo de cuerpos mineralizados más extensos.

5.4.2 Sistemas de Au-Ag de baja sulfuración

5.4.2.1 Arquitectura y controles de situación: El depósito vetiforme de baja sulfuración de Gañarín, situado en el Cinturón de Gañarín es de pequeño tamaño: el área expuesta con vetas y rocas alteradas ocupa sólo unos 2 km^2, aunque pueden existir extensiones en dirección bajo las rocas más jóvenes. La exposición de la zona principal de mineralización en un intervalo de 400 m en vertical facilita el estudio de la geología, forma y extensión del depósito.

La mineralización está alojada en un pórfido andesítico de edad probable oligocena y la suprayacente ignimbrita riolítica de la Formación Jubones, del Oligoceno (22.76 ± 0.97 Ma). Estas rocas están cubiertas por las volcanitas y volcanoclastitas de composición principalmente andesítica y generalmente no mineralizadas de la Formación Santa Isabel (Mioceno). La mineralización aparece en vetas de cuarzo y cuarzo-carbonato con alta ley, controladas estructuralmente, con buzamientos fuertes a moderados. Estas vetas están solas o en enjambres de vetillas casi paralelas de hasta unos pocos centímetros de espesor con rumbo entre Norte y Noreste. Las vetas muestran texturas de espacios abiertos (peines, crustiformes y reemplazamiento de carbonato) que son típicas de los sistemas de baja sulfuración (Tabla 5.1). El carbonato está depositado en el centro de algunas vetas de cuarzo mineralizadas y como vetillas monominerales en los márgenes del sistema en respuesta a la caída de la temperatura cuando el sistema está apagándose.

La mineralogía de la alteración y el zonado en Gañarín son también característicos de los sistemas de baja sulfuración. En el pórfido andesítico relativamente permeable se desarrolla ampliamente alteración penetrativa argílica y las vetas de cuarzo son más abundantes y generalmente más anchas. En la ignimbrita las vetas son más delgadas y la alteración (silicificación y argilización) está restringida a zonas estrechas de menos de un metro a cada lado de las vetas. La adularia es un constituyente escaso en algunas vetas, junto con arcillas tardías menores. La mineralogía de las vetas de Gañarín es básicamente simple: cuarzo y pirita dominantes y bajo contenido de metales base. La sílice calcedónica temprana de grano fino es seguida por sucesivas generaciones de cuarzo de grano cada vez más grueso, localmente con carbonatos y arcillas tardíos.

La parte conservada más alta del sistema comprende brechas heterolíticas intensamente silicificadas, de hasta 50 m de grosor, que han sido interpretadas como un sombrero de sílice. El sellado episódico de los conductos de los fluidos y la brechificación hidráulica subsecuente han producido las litologías observadas en este nivel del sistema. Se ha sugerido que la superficie de erosión actual está cerca del techo del sistema epitermal, con los 200-300 m superiores removidos por la erosión (Figura 6.8). Existe potencial para el descubrimiento de mineralización bonanza en las vetas alimentadoras con leyes altas situadas en profundidad. A pesar que la naturaleza y forma del cuerpo de andesita porfídica expuesto en la parte occidental del prospecto no es clara existe espacio potencial para mineralización estratiforme diseminada. Se ha demostrado en este estudio el enriquecimiento en Au de bajo tenor en las muestras argilizadas de este pórfido. En contraste, los contenidos en Au de la roca del sombrero de sílice y de ignimbrita riolítica alterada son bajos en ambos.

Las dataciones mediante K-Ar de la adularia de una veta mineralizada dan una edad del Mioceno Inferior (21.2 ± 0.8 Ma) para la mineralización de Gañarín. Este sistema epitermal puede haber estado relacionado con el desarrollo de la caldera del Jubones como postulan Pratt et al. (1997), con la mineralización localizada en las estructuras regionales de rumbo Noreste del Cinturón de Gañarín. En el Cinturón de Gañarín también están ampliamente representados los stocks subvolcánicos, que eventualmente emergen como domos. Están formados principalmente por riolitas e incluyen la mayor intrusión del cinturón en Pachagmama y numerosos cuerpos pequeños incluyendo los de Cañaribamba, Dandán, Yirpato y Tuncay (Pratt et al., 1997). La alteración hidrotermal y los indicios de mineralización epitermal han sido documentados en varias de estas localidades.

El depósito de Au-Ag de Beroen está situado en el Campo Mineral de Molleturo del Terreno Chaucha infrayacido por corteza continental acrecionada en el Jurásico Superior-Cretácico Inferior. La mineralización está alojada en lavas andesíticas y rocas volcanoclásticas de la Formación Río Blanco del Oligoceno inferior, perteneciente al Grupo Saraguro (Dunkley & Gaibor, 1997). Intrusiones dioríticas de dacitas y dioritas afloran en elevaciones bajas del Sur de la propiedad. En Beroen la alteración hidrotermal aparece en una banda N-S de unos 1800 m de longitud expuesta en un intervalo vertical de más de 1100 m, hasta una elevación máxima de unos 3950 msnm. La alteración propilítica es generalizada en esta área mientras que una mineralización más intensa se centra en varias zonas controladas estructuralmente. A menores elevaciones son predominantes las vetas estrechas de cuarzo con clorita y silicificación marginal limitada. A niveles intermedios, entre unos 3600 y 3800 m, la silicificación es más intensa y se produce en zonas estructuralmente controladas generalmente de unos pocos metros de anchura y envueltas por asociaciones argílicas (illita) por distancias de varios metros. En la parte superior del sistema, sobre los 3850 m, la alteración es mucho más extensiva y comprende una zona amplia, de varios cientos de metros de anchura, de alteración argílica (illita-esmectita) penetrativa con cuarzo-sericita y silicificación menores.

Las vetas de cuarzo tienen principalmente sílice calcedónico en las partes superiores del sistema con bandeado coloforme desarrollado localmente a niveles más bajos. Texturas cristalinas de relleno de espacios abiertos se observan raramente. Las observaciones de afloramiento y bajo el microscopio indican que la silicificación y el veteado son complejos y productos de múltiples eventos. Vetas discontinuas heterogéneas, brechas y “stockworks” son frecuentes, mientras que las vetas alimentadoras más gruesas y las vetas-brecha se presentan localmente.

Las estructuras silicificadas principales de los niveles intermedios del sistema Beroen contienen concentraciones altas de Au, localmente cercanas a los 200 ppm, y comúnmente acompañadas por valores de Ag muy altos. Los valores de Au/Ag son normalmente inferiores a 0.3 y no varían sistemáticamente con la profundidad. El As y Sb tienden a incrementarse según se sube en el sistema, mientras que los contenidos de metales base son generalmente bajos con la excepción de enriquecimientos locales de bajo tenor de Cu, Pb, Zn y Mo (sin enriquecimiento de Au concomitante) en las zonas de alteración en elevaciones más bajas.

El oro está principalmente como electrum en el prospecto Beroen asociado generalmente con contenidos muy bajos (<5%) de otros minerales metálicos, principalmente pirita con trazas de acantita, pirargirita, arsenopirita y altaíta. En este estudio se han identificado dos modos de presentarse el electrum: en cuarzo temprano de grano fino a medio con pirita, sulfuros de plata y sulfosales; y en fracturas y vetillas tardías con clorita, epidota, actinolita, limonita y arcillas. No ha sido posible establecer en este estudio una paragénesis mineral detallada para el sistema o identificar el estadio principal de concentración del oro y los controles de su distribución.

La alteración está rodeada por fallas dextrales en dirección tempranas orientadas entre NE y NNE. Dentro de esta área la mineralización está localizada en fallas de la misma dirección y en otras orientadas NW y NNW que pueden ser las cizallas Riedel relacionadas con el campo de esfuerzos dextral en dirección. También han sido mapeadas fallas E-W en el prospecto, particularmente en el límite Sur de la zona de alteración más alta. Dunkley & Gaibor (1997) mapearon una falla E-W a menos de 1 km al Norte de la propiedad y también un segundo lineamiento paralelo mayor unos 5 km más al Norte. La mineralización menor de Cu-Mo de Miguir, unos 9 km al NE de Beroen, está también asociada con una falla E-W.

La mineralización de Beroen está considerada como genéticamente relacionada con un sistema hidrotermal establecido sobre intrusiones de alto nivel ahora expuesto en el Sur del distrito en las elevaciones bajas. No hay edades radiométricas disponibles para la mineralización, pero se asume que está relacionada con el Batolito Chaucha que aflora al Oeste, por lo que se indica una edad Miocena Media-Superior. La entrada de fluidos a lo largo de canales controlados estructuralmente fue el principal proceso mineralizante, pero la deformación frágil posterior permite la removilización local del oro y la posible concentración en fracturas tardías.

El principal control de la distribución de la mineralización en Beroen parece ser la presencia de canales estructurales adecuados y de una fuente infrayacente de calor ocasionada por intrusiones magmáticas de alto nivel. Los rasgos volcánicos proximales, como bocas de emisión, calderas, diatremas y domos de flujo no son evidentes en la propiedad Beroen.

La importancia del control estructural en la situación de los depósitos de baja sulfuración es casi universalmente reconocida. Como en los depósitos de alta sulfuración, el tipo de baja sulfuración está espacialmente asociado con centros volcánicos y estructuras relacionadas (Tabla 5.1). Los estudios mineralógicos y de inclusiones fluidas de estos depósitos indican el papel dominante de los fluidos reducidos casi neutros similares a los presentes en las zonas de afloramiento de los modernos sistemas geotérmicos. La mineralización epitermal de baja sulfuración puede ocurrir en un rango de estilos de depósito. En un extremo del espectro están las vetas de ley bonanza, de las que el depósito Hishikari, en Japón, puede considerarse un ejemplo tipo. En el otro extremo del espectro están los depósitos estratiformes de grandes tonelajes brutos tipificados por Round Mountain, en Nevada, USA. El depósito de Gañarín es un buen ejemplo de un depósito de estilo veta bonanza, pero no se ha reconocido mineralización diseminada estratiforme significativa en Ecuador hasta la fecha.

El ambiente geotectónico, la edad de la mineralización, las rocas de caja y los principales controles de la mineralización de los depósitos estudiados en este proyecto, junto con otros de estilo epitermal de los que hay información disponible, han sido resumidos en la Tabla 8.3. Estas ocurrencias comparten claramente un número de características comunes que no sólo proporcionan una idea de su origen, sino que también proporcionan bases para la identificación de nuevos objetivos de exploración para mineralizaciones epitermales en Ecuador.

5.5 Criterios y guías de exploración

La aplicación de modelos de exploración para mineralización epitermal no es siempre directa, especialmente a la escala local o de prospecto, debido a la gran variedad de sistemas epitermales. Un control fundamental para la localización de mineralización en estos ambientes es la hidrología del sistema padre. Éste está determinado por múltiples generaciones de estructuras complejas, por variaciones en las propiedades de la roca huésped tales como permeabilidad y reactividad química, y por sobreimpresión de un evento sobre otro debido a cambios en la mesa de agua y niveles de ebullición o por la posición de ventos activos. De cualquier manera, los modelos permanecen como poderosas herramientas de predicción, especialmente cuando se usan en conjunción con mapeo detallado para determinar los controles sobre el flujo del paleofluido y así sobre la distribución de menas.

5.5.1 Estructura y características del terreno

5.5.1.1 Estructuras regionales y a escala de distrito: Los depósitos epitermales generalmente ocurren en bordes convergentes de placas, comúnmente en emplazamientos volcano-plutónicos de margen continental, como se revisa en la Sección 3 de este volumen y se resume en la Tabla 5.1.

En la Cordillera Andina del Ecuador, las secuencias de arco volcánico de margen continental se produjeron en al menos cinco episodios cuyo rango en edad va del Cretácico tardío a través del Plio-Pleistoceno hasta el Reciente (McCourt et al., 1997). Las rocas del Grupo Saraguro, del Eoceno medio al Mioceno temprano, son huéspedes favorecidos para mineralización epitermal de oro en el sur del Ecuador. En particular donde fueron depositadas directamente sobre rocas de basamento continental de los terrenos Chaucha y Loja. El Grupo Saraguro contiene muchas ocurrencias conocidas de mineralización de oro de estilos epitermal y porfirítico. Rocas de margen volcánico continental, intermedias a ácidas, de edad Mioceno medio a tardío en el terreno Chaucha también hospedan mineralización epitermal, e.g. la Formación Quimsacocha en la vecindad de la caldera Quimsacocha. La Formación Cisarán del Mioceno superior es otro huésped potencialmente favorable por la presencia de extensa alteración hidrotermal en el área de Chunchi.

La predisposición de rocas volcánicas calco-alcalinas sobreyaciendo basamento continental para ser huéspedes de mineralización de oro epitermal no puede explicarse simplemente. Variaciones en la región fuente del magma, en procesos de diferenciación magmática y contaminación, y la relativa importancia de contribuciones a los fluidos de mena desde fuentes de la corteza y juveniles pueden todas ser significativas. Cambios en la geometría de la zona de subducción, desde inclinada normalmente a plana y nuevamente a normal, variando no solo con el tiempo sino también con los ejes de los rasgos montañosos han sido propuestos por James y Sacks (1999) para tomar en cuenta la evolución Cenozoica de los Andes centrales. Donde la subducción inclinada tiene lugar por debajo de una corteza continental engrosada deshidratándose del ramal podría guiar a hidratación y fusión de la litósfera suprayacente y el consecuente potencial para el emplazamiento de fluidos metalíferos en niveles altos de la corteza. Este mecanismo podría considerarse para la localización de mineralización a lo largo de zonas de cizalla dúctiles paralelas a los ejes de la Cordillera. La aplicación de este modelo general en el sur del Ecuador ayudaría a explicar la incidencia de mineralización de oro en los terrenos Chaucha y Loja y el papel de los cinturones Gañarín y Collay-Shincata como controles regionales de su distribución.

Dado un aspecto tectónico apropiado, un aspecto crítico en la evaluación de la predisposición regional es la presencia de intrusiones ígneas subyacentes que proveen calor para la circulación de fluidos y también pueden haber actuado como una fuente de varios componentes del sistema de mena. Intrusiones subvolcánicas emplazadas a altos niveles en la corteza sobre grandes y profundas cámaras magmáticas proveen un mecanismo apropiado para la transferencia de calor y para la generación de la circulación del fluido. La localización de estas intrusiones en una escala regional está controlada por fallas mayores, tanto normales como de desplazamiento de componente de rumbo (strike-slip) que se extienden dentro del basamento. La mineralización está localizada por estructuras secundarias subsidiarias a esas zonas estructurales. Conforme a esto, los cinturones Gañarín y Collay-Shincata que han sido el foco de actividad intrusiva y volcánica sobre períodos considerables, son claramente zonas favorables para el emplazamiento de mineralización epitermal y porfirítica.

Una separación espacial de depósitos epitermales enriquecidos en Au de aquellos que están dominados por Ag-Pb-Zn se nota en varios cinturones minerales de los Andes centrales y del norte. En Ecuador un patrón similar es evidente, con depósitos desarrollados en el terreno oceánico Alao, notablemente en San Bartolomé, donde Ag-Pb-Zn son dominantes mientras que otros desarrollados en los terrenos continentales Chaucha y Alao son ricos en Au. Esto puede explicarse por el hecho de que el oro en los sistemas geotermales es transportado dominantemente como un bisulfuro complejo en fluidos de baja salinidad. Por otro lado, la solubilidad de Ag, Pb y Zn está controlada por cloruros complejos que son estables bajo condiciones de alta salinidad. La importancia del transporte del oro como un cloruro complejo bajo condiciones epitermales es negligible. Este contraste geoquímico es un reflejo del proceso en la profunda región fuente de los sistemas.

Lineamientos observados en imágenes LANDSAT TM del sur del Ecuador a escala 1:100000 se ilustran junto con la distribución de ocurrencias epitermales conocidas en la Figura 4.2. En adición a los lineamientos mayores orientados entre norte y nor-noreste, paralelos a la principal orientación andina de los terrenos litotectónicos, otros rumbos aproximadamente norte-noroccidente son conspicuos sobre las secuencias Saraguro y post-Saraguro en las partes central y noroccidental del distrito. La intrusión en Shagli y otros cuerpos intrusivos más pequeños asociados con mineralización epitermal conocida en esa parte del cinturón Gañarín están localizados cerca de los lineamientos de rumbo norte-noroccidente los cuales pueden reflejar estructuras que controlan su emplazamiento. Fallas mapeadas con rumbo noroccidente y lineamientos LANDSAT con una similar orientación son también prominentes.

5.5.1.2 Controles estructurales locales: Dentro de distritos favorables, la mineralización epitermal está localizada por intrusiones de alto nivel y estructuras secundarias y está desarrollada preferencialmente dentro de apropiados conductos de fluidos. La configuración geométrica de depósitos epitermales es determinada principalmente por la permeabilidad de las rocas huéspedes que controlan la cañería del sistema hidrotermal que lleva los fluidos desde las fuentes profundas hasta los someros ambientes epitermales. Un incremento de permeabilidad puede estar relacionado a estructuras geológicas, a variaciones litológicas o brechificación por fluidos hidrotermales. Estructuras particularmente favorecidas son fallas de segundo orden, intersección de fallas, fallas dobladas y zonas de rápido cambio de rumbo local. El flujo del fluido se enfoca a lo largo de las estructuras y ocurre la de posición de mena en zonas de dilación y extensión donde las condiciones físicas y químicas son apropiadas. La mineralización diseminada se produce donde un flujo penetrativo es permitido por litologías relativamente permeables tales como piroclastos pobremente consolidados o rocas volcanoclásticas. La lixiviación penetrativa ácida en ambientes de alta sulfuración es probablemente un estado importante de preparación del terreno para el desarrollo de mineralización en estos sistemas en algunas áreas. Contactos litológicos e inconformidades regionales pueden también ser sitios favorables para el desarrollo de mineralización epitermal especialmente si el contacto se yuxtapone a rocas de propiedades físicas o químicas significativamente diferentes. Varios tipos de brechas, especialmente de origen hidrotermal, también proveen efectivos conductos de fluidos que pueden hospedar mineralización.

En el ambiente de caldera hay muchos sitios potenciales para que se desarrolle la mineralización en respuesta a la evolución del sistema de caldera sobre períodos prolongados. Localidades particularmente favorecidas ocurren en las proximidades a las fracturas de anillo y estructuras asociadas creadas durante el colapso de la caldera y los estados posteriores del ciclo de la caldera. Intrusiones resurgentes, especialmente donde se producen domos de flujo, son particularmente prospectivas. Numerosos ejemplos de mineralización de estilo epitermal ocurren a lo largo de los Andes en ambientes de domos de flujo incluyendo el depósito de alta sulfuración de clase mundial en Yanacocha al norte del Perú y los depósitos mayores de baja sulfuración en el suroccidente de Bolivia (Cunningham et al., 1991). Sin embargo, la mineralización epitermal puede también predatar el colapso de la caldera. Este mecanismo ha sido propuesto para la génesis de la mineralización en el depósito Quimsacocha en el distrito Azuay.

En el sur del Ecuador, ambientes similares relacionados al ciclo de la caldera son prospectables para mineralización epitermal como lo demuestran los depósitos Gañarín y Cañaribamba que están relacionados a la caldera Jubones y el depósito Quimsacocha relacionado a la caldera del mismo nombre. En Cañaribamba la mineralización está asociada con vetas estructuralmente controladas y emplazadas dentro de una diatrema en estrecha proximidad a un domo riolítico de alto nivel. Se han mapeado intrusiones de alto nivel y domos en muchas localidades en el sector Pucará-Santa Isabel (Pratt et al., 1997) y en las áreas de Gualleturo y Río Patul (Dunkley & Gaibor, 1997). Otra área prospectable está localizada entre Angas y Miguir subyacida por tobas dacíticas de flujo de ceniza de la Formación Soldados (Grupo Saraguro) el cual puede haberse producido de una caldera (Dunkley & Gaibor, 1997). Este emplazamiento, junto con la incidencia de mineralización epitermal conocida, indica la predisposición de este sector.

5.5.1.3 Procesos de post-mineralización: Los depósitos epitermales ocurren a profundidades someras en la corteza, de la superficie hacia abajo hasta profundidades de alrededor de 1 km. Típicamente se forman en ambientes de arcos tectónicamente activos, tales como márgenes continentales, que están sujetos a rápido levantamiento y erosión. Para que se descubra mineralización epitermal en depósitos que puedan explotarse económicamente tiene que ser preservada de los efectos de erosión. Esto explica por qué los depósitos epitermales son más comunes en rocas relativamente jóvenes de edad Terciaria o Cuaternaria. Sin embargo, el reconocimiento de importante mineralización epitermal en rocas Paleozoicas o más antiguas testifica la eficacia de rápida subsidencia y enterramiento como medios de preservar mineralización de este tipo. Donde concreciones o rocas volcanoclásticas pobremente consolidadas y retrabajadas se preserven en un terreno potencialmente favorable hay indicios de que el enterramiento fue rápido y que la mineralización subyacente puede haberse preservado.

La alteración silícica en sistemas epitermales puede ayudar a preservar la mineralización asociada puesto que es usualmente resistente a la erosión y por tanto menos probable de ser removida que la alteración argílica asociada. Esta característica será más significativa donde la alteración de sílica drusal es extensa, ya sea en zonas estratiformes o controladas estructuralmente.

No hay evidencia para la existencia de enriquecimiento supergénico significativo de Au en los depósitos epitermales estudiados en este proyecto. Sin embargo, la oxidación de menas de sulfuros hipogénicos tales como los de alta sulfuración de oro-enargita-pirita, pueden tener un impacto significativo sobre la viabilidad económica de un depósito en este terreno. Menas de óxidos, tales como los desarrollados en varias zonas en Quimsacocha y El Mozo, están probablemente listos para ser tratados por la tecnología convencional de lixiviación de cianuro sin necesidad de un costoso pretratamiento.

La historia geológica reciente de cualquier área objetivo debe ser considerada durante la exploración. Erosión glacial y dispersión y posible enterramiento de la mineralización bajo recientes depósitos volcánicos tienen potencialmente importantes impactos en los métodos de exploración y costos en la Cordillera de los Andes del Ecuador.

5.5.1.4 Patrones de mineralización y alteración: Dados un emplazamiento tectónico favorable y un apropiado ambiente volcánico, la naturaleza, extensión y zonación de la alteración, la forma del depósito y varias características geoquímicas y mineralógicas pueden proveer información útil sobre la naturaleza química del sistema padre, la profundidad de la erosión y la trayectoria del fluido (Hedenquist et al., 1996). Sobre estas bases, los controles de distribución de mena pueden identificarse y ser usados como guías para exploraciones futuras.

La geometría de la mena que controla las estructuras y la permeabilidad de la roca huésped son los controles dominantes de la morfología de alteración y mineralización en sistemas epitermales. Aunque ellos son altamente variables en forma y tamaño, ciertas generalizaciones pueden hacerse sobre las formas de depósitos que pueden esperarse dentro de sistemas de alta y baja sulfuración (Figuras 5.1, 5.2 y 5.3). En los sistemas de alta sulfuración "stockworks", brechas, menas diseminadas y de reemplazamiento son las más comunes. En sistemas de baja sulfuración las menas están típicamente localizadas en estructuras y como resultado vetas, sistemas de venas laminadas y "stockworks" son las formas de depósito más comunes.

Los halos de alteración alrededor de los depósitos epitermales comúnmente proveen un objetivo de exploración más grande que la misma mineralización y son por tanto guías útiles para la exploración. Los minerales de alteración también proveen importante información sobre la química de los fluidos de los cuales se depositan y por tanto permiten la identificación del estilo del depósito. Patrones característicos de la zonación de alteración pueden ocurrir alrededor de los estilos de mineralización de alta y baja sulfuración (Figura 5.3) los cuales, en conjunción con un rango de otros parámetros, pueden ser usados como una guía para indicar el nivel en el paleosistema de la actual superficie del terreno y para proveer vectores para la mineralización. Donde se identifican minerales de alteración de baja temperatura, la preservación de gran parte del sistema epitermal está indicada y puede estar presente mineralización subyacente de metales preciosos. En los dos ambientes de sulfuración, alta y baja, la transición de esmectita a través de capas mezcladas de illita-esmectita a illita es indicativa de un incremento de temperaturas y por tanto pueden ayudar a determinar el nivel de erosión del sistema.

En el ambiente de alta sulfuración la zonación de minerales de alteración es comúnmente más conspicua que en los sistemas de baja sulfuración y es por tanto potencialmente más útil como herramienta de exploración. Alteración de sílica geodal, pasando lateralmente a asociaciones argílicas avanzadas dominadas por caolinita y alunita es característica y está usualmente bien expuesta en los dos depósitos El Mozo y Quimsacocha estudiados en este proyecto. Adicionalmente Hedenquist y Arribas (1999) han puntualizado que las zonas de alteración silícica y argílica avanzada en depósitos de alta sulfuración comúnmente disminuye hacia abajo. Las raíces de estos sistemas pueden estar representadas por estrechas vetas de cuarzo-pirita y pueden estar asociadas con alteración sericítica, a veces acompañada por pirofilita.

Como se discute en la sección 5.2.2 de este volumen, la alteración argílica avanzada puede ser producida por fluidos ácidos de origen hipogénico o supergénico. Se han propuesto tres mecanismos para la génesis de estas asociaciones:

(i) Condensación de volátiles magmáticos ácidos.

(ii) Lixiviación ácida somera debido a la oxidación de H_2S en los dos sistemas, de alta y baja sulfuración, puede producir alunita-caolinita que sobreimprime las asociaciones más profundas.

(iii) Oxidación supergénica sobre la mesa de agua de rocas conteniendo sulfuros.

La discriminación entre los productos de estos procesos es importante porque es únicamente en el primer caso que la asociación argílica avanzada está relacionada a mineralización subyacente potencialmente económica. En algunas instancias puede reconocerse un origen hipogénico sobre la base de la cristalinidad de la alunita o una asociación de mineralización de sulfuros hipogénica, pero en muchos casos esta distinción no es fácil.

El Analizador Mineral Infrarrojo Portable (PIMA) ha sido usado con éxito en los depósitos epitermales estudiados en este proyecto para la identificación de minerales de alteración en muestras de rocas y en testigos de perforación. En los sistemas de alta sulfuración de Quimsacocha y El Mozo los análisis PIMA confirmaron la zonación de alteración hipogénica hacia fuera de las estructuras mineralizadas centradas por sílica drusal a asociaciones argílicas avanzadas y argílicas. En particular ayudó a discriminar zonas de alta temperatura caracterizadas por pirofilita (± dickita) de zonas más frías, marginales o más altas, con caolinita y alunita. En sistemas de baja sulfuración en Beroen y Gañarín la alteración argílica dominante, illita/illita-esmectita confirmó que los depósitos fueron producidos por aguas de pH casi neutral y también ayudó a restringir el nivel de erosión de los sistemas.

Los depósitos epitermales pueden estar enriquecidos en un amplio rango de metales y elementos traza volátiles como se resume en la Tabla 5.1. En general los elementos volátiles As, Sb, Tl y Hg se concentran en las zonas más altas de los sistemas epitermales. En depósitos de veta de baja sulfuración el nivel principal de enriquecimiento de Au y Ag normalmente subyace esas zonas y a su vez pasa hacia abajo dentro de un intervalo de metales base enriquecido en Cu, Pb y Zn, posiblemente acompañado por valores elevados de Bi, Te, Se y Co (Figura 3.3). Concreciones de sílica depositadas en la paleosuperficie del terreno pueden estar enriquecidas en As, Sb, Tl y Hg localmente con elevados valores de Au y Ag. Las zonas de avanzada alteración argílica calentada por vapor pueden estar enriquecidas en Hg, pero usualmente no son anómalas en Au o Ag.

Un entendimiento de la zonación geoquímica vertical en sistemas epitermales puede por tanto ayudar a interpretar datos geoquímicos de roca, a determinar el nivel de erosión y así a proveer vectores de la mineralización. Debe enfatizarse, sin embargo, que estas relaciones son de una naturaleza general y deben refinarse por el uso local a la luz de observaciones empíricas en depósitos o distritos individuales. De este modo, pueden establecerse y aplicarse relaciones útiles para la exploración.

Un rango de características texturales y mineralógicas simples, fácilmente observables, puede también proveer información útil sobre la naturaleza del sistema epitermal, su grado de preservación y otros parámetros que pueden ayudar a localizar la mena. La discriminación entre emplazamientos de alta y baja sulfuración puede hacerse a partir de la naturaleza de las texturas de los minerales de mena y de ganga. Texturas de relleno de espacios abiertos son dominantes en el ambiente de baja sulfuración mientras sílica drusal residual es característica de depósitos de alta sulfuración. En los sistemas de baja sulfuración se puede tener una mejor visión a partir del estudio de las asociaciones presentes de texturas de cuarzo las que pueden variar sistemáticamente con la profundidad (Dong et al., 1995). Texturas de reemplazamiento de carbonato y la presencia de adularia han sido ampliamente usadas como indicadores de ebullición en sistemas de baja sulfuración.

Otros indicadores potencialmente útiles incluyen remanentes de concreciones de sílica, caracterizados por bandeamiento laminado, las cuales son indicativas de los topes de los sistemas de baja sulfuración. También la presencia de sílica opalina indica deposición a baja temperatura de fluidos de bajo pH a profundidades someras normalmente en un ambiente de alta sulfuración.

5.5.2 Características geofísicas

Los métodos geofísicos juegan un papel importante en la exploración de depósitos minerales epitermales principalmente debido a las propiedades físicas de los productos de alteración hidrotermal antes que de las menas mismo (Allis, 1990). El uso de levantamientos aeromagnéticos para la identificación de extensas zonas de alteración y para asistir en el mapeo geológico en terrenos volcánicos es una técnica bien establecida. Datos radiométricos de levantamientos aerotransportados pueden ayudar a identificar adularia y sericita en zonas de alteración. Dependiendo del nivel de erosión del sistema, métodos de polarización inducida, resistividad y electromagnéticos pueden usarse en la escala de prospección para la delineación de zonas de alteración, estructuras silicificadas y capas de sílica.

La aplicación de métodos geofísicos en este estudio se restringió a la medición de la susceptibilidad magnética de muestras de rocas y testigos de perforación usando un medidor de susceptibilidad magnética portátil o kappámetro. En general, litologías andesíticas alteradas propilíticamente son relativamente magnéticas en comparación con las mismas rocas que han sufrido alteración argílica y argílica avanzada. Variantes silicificadas se caracterizan por valores de susceptibilidad uniformemente muy bajos. Estas variaciones en susceptibilidad magnética pueden usarse para identificar zonas de alteración variable que de otro modo pueden no ser conspicuas e indican la utilidad potencial de levantamientos magnéticos a pie para la delineación de la alteración alrededor de mineralización enterrada.

Al tiempo de escribir este informe, un levantamiento aeromagnético de la Cordillera Occidental del Ecuador estuvo en progreso. Los resultados del mismo no estuvieron disponibles para el autor en ese entonces.

5.5.3 Características geoquímicas de superficie

5.5.3.1 Geoquímica de sedimentos fluviales: La utilidad de los datos geoquímicos regionales del PICG para la detección de fuentes de mineralización epitermal es limitada por la resolución del levantamiento. En contraste a los grandes sistemas porfiríticos que comúnmente tienen extensa alteración geoquímica en su derredor, los depósitos epitermales son generalmente objetivos de exploración significativamente más pequeños. Adicionalmente, por su mineralogía relativamente simple y bajos contenidos de metales base, pueden no estar asociados con anomalías conspicuas de multi-elementos. Como un resultado potencialmente significativo, las ocurrencias epitermales pueden estar indicadas por una anomalía de un solo sitio para solo 1 o 2 elementos en la base de datos PICG. Una interpretación cuidadosa usando la metodología apropiada se requiere para identificar esos sitios. Por ejemplo, la mineralización en Beroen es indicada por valores anómalos de Au y As de un solo sitio escogido en el Río Migsihuigsi.

La fisiografía de la Cordillera andina también ejerce un importante control sobre la naturaleza de la dispersión geoquímica de muchos elementos. En el ambiente de alto páramo, los procesos físicos son más importantes que la dispersión hidromórfica. Consecuentemente, para muchos elementos, las razones pico a background (contrastes anomálicos) son pobres. Otro factor significativo son las concentraciones de background altamente variables de muchos metales en sedimentos fluviales en la Cordillera Occidental. Consecuentemente, siempre que sea posible es útil normalizar las concentraciones de elementos reportadas con respecto a la geología de background. De esta manera se reducen las anomalías relacionadas a variaciones litológicas y se incrementa la probabilidad de identificar leves anomalías relacionadas a otras causas, tales como la presencia de mineralización metálica.

Williams et al. (1997 y 1998) resumen los resultados del PICG para los cuadrángulos 3°-4°S y 2°-3°S que contienen la mayoría de las ocurrencias epitermales conocidas y los terrenos favorables para este estilo de mineralización en el sur del Ecuador. Para los propósitos de este proyecto, los datos geoquímicos para el distrito Azuay se extrajeron de la base de datos del PICG y se presentan con la distribución de mineralización conocida en un simplificado mapa-base geológico digital (ver Volumen 2).

5.5.3.2 Hidrogeoquímica: En vista del bajo contraste de anomalías de los sedimentos fluviales sobre gran parte del alto páramo del centro y sur del Ecuador, se llevaron a cabo levantamientos de orientación para determinar la utilidad de muestreo hidrogeoquímico para la identificación de depósitos minerales en el terreno. Se seleccionó a El Mozo como un área de prueba para examinar la respuesta de la mineralización epitermal. La metodología empleada y los resultados obtenidos se describen a detalle en Williams (1999).

Todas las aguas de El Mozo se caracterizan por un extremadamente bajo nivel de mineralización, lo que significa una contribución de flujo relativamente pequeña de las fuentes de larga residencia. Los valores de conductividad estuvieron en el rango <10-60 µS y los sólidos disueltos totales en el rango 2-30 mg/l, de los cuales hasta un 50% típicamente corresponden a sílica disuelta. Datos de ICP-MS y de cromatografía iónica para muchos elementos estuvieron bajo los límites de detección analítica.

Las respuestas hidrogeoquímicas a las variaciones espaciales en litología, alteración y mineralización en El Mozo son complejas. En particular la expresión de mineralización conocida en la Qda. Hornillos y sus tributarios es extremadamente débil. Un sitio cercano a mineralización conocida en el sureste del área prospectada, cerca de la zona Trinchera 15 contuvo enriquecimiento significativo en As y Cu. Se identificaron dos sitios con valores anómalos de Au en dos arroyos separados que drenan al occidente en el noroccidente de Cerro Mozo. Estos valores asociados con contenidos elevados de Cu y Ni, pueden ser causados por una zona de alteración de sílica-alunita en esta parte del prospecto.

Variaciones temporales dentro del sitio en la química del fluido de agua fueron menores a pesar de las variaciones en descarga notadas en las dos campañas de muestreo. Se preservaron y la mineralización no fue encubierta por la dilución.

En resumen, los métodos hidroquímicos examinados ofrecen ventajas en simplicidad, colección reducida, tiempos de preparación y costos sobre otras técnicas que usan medios sólidos. La respuesta detectada es sin embargo una función compleja de muchos factores. En El Mozo, la generación y reconocimiento de anomalías está relacionada a la heterogeneidad del background hidroquímico, a los bajos niveles de sulfuros presentes y al tiempo de residencia de las aguas en la zona de mineralización. Sistemas epitermales con un alto contenido de sulfuros y/o con un grado bajo de oxidación de los minerales de mena pueden dar una mejor respuesta en levantamientos hidrogeoquímicos.

5.5.3.3 Geoquímica de suelos: Se realizaron levantamientos de suelos lixiviados con enzimas (EL) sobre mineralización epitermal en El Mozo y Beroen para evaluar la utilidad de la técnica como herramienta de exploración para depósitos de este tipo en la Cordillera andina del Ecuador.

En El Mozo, la respuesta pico a background a la mineralización producida por EL es generalmente superior a la de otras técnicas probadas. Trece elementos producen razones máximas pico a background sobre mineralización conocida o alteración asociada. Nueve de estos elementos (Au, Cu, Sr, Pb, As, Zr, Cl, I y Br) dan la mejor respuesta a EL.

En Beroen las ventajas de EL son menos evidentes. Se registraron fuertes anomalías por EL para Au sobre mineralización conocida, pero la respuesta en suelos con aqua regia y clastos de rocas son igualmente claros. La base de datos EL presenta anomalías en un rango limitado de elementos (7) relacionados a mineralización. La ausencia de una respuesta polimetálica (anomalía apical) directamente sobre mineralización es probablemente característica de sistemas epitermales de baja sulfuración dada la asociación directa de dichas características con metales de mena y la baja abundancia en las partes superiores de estos sistemas.

La respuesta de los halógenos, particularmente Cl y Br, a la mineralización en El Mozo y Beroen es probablemente la característica más útil del método EL como aplicación general a la exploración para mineralización epitermal de metales preciosos. En ambas áreas de prueba se detectaron anomalías apicales para Au, pero las anomalías marginales o de oxidación producidas por los halógenos son probables de persistir sobre objetivos epitermales profundamente enterrados. Consecuentemente el método EL puede ser particularmente útil en la exploración para mineralización epitermal en áreas cubiertas por depósitos más jóvenes. Sin embargo, es importante puntualizar que los mecanismos responsables para la generación de anomalías detectadas por análisis EL no están bien entendidas. Por tanto, se recomienda que la interpretación de datos EL sea llevada a cabo por personal con experiencia en este método.

6

SULFUROS MASIVOS ALOJADOS EN VOLCANITAS

6.1 Introducción, tipologías y generalidades

6.1.1 Características generales

Los sulfuros masivos alojados en volcanitas (VHMS, de sus siglas en inglés) es un término amplio que incluye sulfuros masivos volcanogénicos (VMS, de sus siglas en inglés). Estos tipos de depósitos están siempre relacionados con rocas volcánicas en uno u otro modo, pero esto no quiere decir que su génesis esté directamente ocasionada por la actividad volcánica. Las rocas volcánicas con las que están relacionados son casi siempre submarinas, raramente subaéreas (Timok y Panagyur en los Balcanes y Bolnissi en el Cáucaso; Baranov & Levin, 1993), aunque pueda variar su composición química y el ambiente geotectónico en el que se han formado.

Su formación es en o cerca del fondo marino, ya que no siempre se trata de un depósito de sulfuros sobre el fondo, en ocasiones se ha formado por reemplazamiento en los sedimentos cercanos a la superficie. Siempre presentan una extensa zona de alteración hidrotermal infrayacente, ocasionada por el sistema hidrotermal que causa la mineralización.

Estos depósitos están constituidos por masas de diversos tamaños de sulfuros masivos, entendiendo por masivos que tengan más del 60% de sulfuros en el total de la masa mineral. Estas masas son estratoligadas, frecuentemente estratiformes, pero en ocasiones subconcordantes e incluso claramente discordantes (Reward, Australia; Large, 1992). La mineralización presenta otras morfologías relacionadas, principalmente "stockworks" de vetillas mineralizadas con sulfuros diversos que constituyen el sistema de alimentación del cuerpo masivo. La existencia de un sistema hidrotermal que genera el depósito mineral crea extensas aureolas de alteración de diversos tipos como se verá más adelante.

Su importancia en la minería es grande ya que agrupa aspectos que realzan su valor económico. Entre ellos están:

(i) La diversidad de metales (Cu, Pb, Zn, Ag, Au, Fe, Cd, Sb, Se, Co, Bi, Sn, Hg).

(ii) La fácil minería al tratarse de masas de sulfuros con poca ganga lo que facilita las explotaciones a cielo abierto.

(iii) La fácil recuperación de varios metales.

(iv) La existencia de enriquecimientos supergénicos de gran valor en oro.

(v) La existencia de grupos de varias masas situadas en distritos restringidos, lo que facilita su exploración y reduce los gastos de explotación.

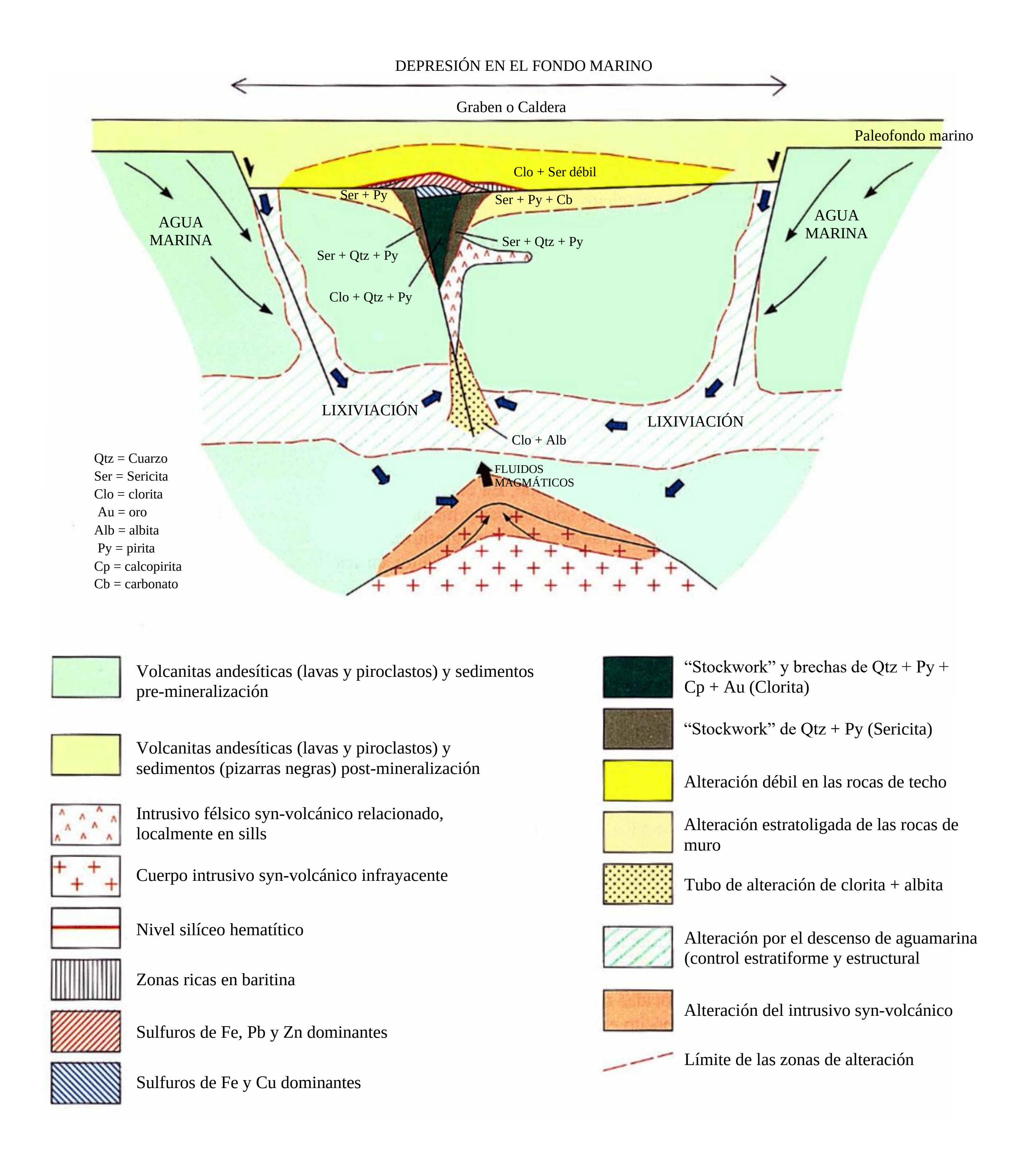


Figura 6.1 Modelo general para los sulfuros masivos alojados en volcanitas. Se han representado las diferentes zonas posibles de alteración

6.2 Ambiente geotectónico

Este tipo de depósitos se forma en variados ambientes y en muchos de estos ambientes se han identificado en la actualidad sistemas activos. Como patrón general se puede decir que se forman en los bordes de placas. Los ambientes conocidos son:

(i) Zonas extensionales centrales de los océanos, generalmente pobres en sedimentos.

(ii) Zonas extensionales con influencia continental, ricos en sedimentos.

(iii) En arcos de islas oceánicos, especialmente en las cuencas traseras. Los depósitos en este ambiente pueden tener características diferentes, si se desarrollan en cuencas traseras de arco maduras, mientras que si se desarrollan en cuencas traseras de arco incipientes controladas por un intenso régimen extensional darán lugar a depósitos tipo Kuroko. Dentro de este grupo hay que individualizar los depósitos conocidos en 'seamounts' relacionados con arcos de islas, que en ocasiones son muy someros, llegando a desarrollarse en playas sumergidas. En este ambiente también se forman los tipos Urales, con volcanismo bimodal asociado, y Baimak, con volcanismo bimodal seguido de intrusiones subvolcánicas ácidas (Prokin et al., 1998), en realidad estos tipos serían subtipos de los Kuroko.

(iv) En rift continentales, no se conocen ejemplos activos en la actualidad, pero en los Urales hay depósitos tipo Filizchai que se han formado en este ambiente extensional (Prokin et al., 1998).

Para ejemplos de los otros ambientes ver Volumen 3. Dentro de estos ambientes se pueden establecer sectores propicios a escalas menores. Básicamente se trata de los sectores con tectónica extensional local, que favorecen la formación de sistemas hidrotermales que, en ocasiones, son de gran tamaño lo que favorece la formación de los grandes depósitos de sulfuros masivos. Este sería el caso de los grandes depósitos de la Faja Pirítica Ibérica (Iberian Pyrite Belt) posiblemente formados dentro del margen pasivo de una cuenca pre-arco, en los sectores donde la tectónica transpresiva originó extensión cortical (Quesada, 1998).

En Ecuador los dominios geotectónicos más apropiados para la presencia de VHMS son los arcos de islas oceánicos, actualmente la Unidad Macuchi (ya indicado por Van Thournout, 1987) y el Terreno Alao, especialmente la Unidad Alao-Paute, los sectores de afinidad ofiolítica, por ejemplo Peltetec, pero su intensa deformación y escasa representación dificultan la localización de estos depósitos; y finalmente los posibles depósitos actuales relacionados con la Dorsal de Galápagos y las fallas transformantes relacionadas. Considerando que la Deflexión de Huancabamba es una estructura de primer orden que refleja un cambio geotectónico importante, parece más lógico correlacionar los Andes ecuatorianos con los colombianos y venezolanos (Van Thournout, 1987). En Colombia se conocen algunos indicios de VHMS, Mina El Roble, Micogrande, El Dovio y Azufral. Todos ellos están relacionados con ambientes ofiolíticos de edad mesozoica (Ortiz, 1990) lo que abre la posibilidad a descubrimientos en este ambiente geotectónico en el Ecuador.

6.2.1 Rocas asociadas

Dado que los sulfuros masivos se forman en ambientes geotectónicos diversos, las geologías locales en las que se encuentran tienen composiciones diferentes. Puesto que todos los ambientes son márgenes activos, o cinturones móviles, las rocas volcánicas son uno de los componentes principales, ya sean rocas ígneas o fragmentarias (volcanoclásticas y epiclásticas). Los aportes sedimentarios serán diferentes en litología y abundancia según los diferentes contextos geológicos. Las rocas ígneas, intrusivas y extrusivas, pueden ser de composiciones básicas y ácidas. Las básicas presentarán coladas con una relación baja extensión/potencia, podrán ser masivas o almohadilladas (pillow) y formar enjambres de diques y "sills" profundos o someros. Los sulfuros masivos también se presentan en complejos ofiolíticos. Las rocas ácidas en general formarán domos, diques y coladas con una relación extensión/potencia baja. Los diferentes quimismos crearán las diferentes partes de un sistema volcánico: cuerpos subvolcánicos, conductos de alimentación, coladas, depósitos piroclásticos, etc. El volcanismo bimodal es frecuente y característico en algunos tipos de VHMS.

Como se ha visto antes, la mayoría de los depósitos de VHMS están formados en condiciones submarinas, con profundidades diferentes. Esta circunstancia da lugar a la abundancia de hialoclastitas y peperitas en relación con estos depósitos. Las hialoclastitas producen su auto-brechificación por enfriamiento en agua de magmas viscosos, formarán depósitos in situ y resedimentados con grandes variaciones de tamaño de grano. Las peperitas, formadas por interacción de cuerpos ígneos con sedimentos húmedos, por ejemplo "sills", formarán las típicas texturas con inyecciones de sedimento húmedo dentro de la volcanita en el muro, en el caso de coladas, y en el muro y techo, en el caso de "sills". El sedimento húmedo también cementará las brechas de explosión formadas en los contactos dentro de la roca ígnea.

Las rocas piroclásticas pueden estar presentes en la roca de caja, pero no son tan abundantes como se había interpretado en algunos distritos. La confusión había surgido de los procesos posteriores que enmascaran las características originales de las rocas (devitrificación, alteración, deformación dúctil penetrativa) o se debía a una mala identificación de las hialoclastitas. Las rocas epiclásticas si pueden ser más abundantes, especialmente si los procesos turbidíticos han creado potentes secuencias de cuencas marginales por denudación de áreas fuente volcánicas. También son abundantes los depósitos creados por procesos de flujo de masas. Pizarras grafitosas son especialmente abundantes en el entorno inmediato de muchos cuerpos de sulfuros masivos. Esta circunstancia sugiere la relación de este tipo de depósitos con cuencas restringidas anóxicas.

En relación con los VHMS se encuentran diferentes tipos de rocas químicas. Los principales son:

(i) Los cherts, que están intensamente relacionados con el sulfuro masivo, presentándose frecuentemente como una capa poco potente que los cubre. Sus colores son grises a verdes, presentan pirita diseminada e indican condiciones reductoras.

(ii) Los jaspes, aunque también se sitúan a techo de los cuerpos de sulfuros masivos, su relación es más estrecha con los depósitos de Fe-Mn asociados a los VHMS; sus colores rojos y la presencia de magnetita indican condiciones oxidantes.

(iii) Exhalitas-cloritas ocasionadas por la intensa exhalación del sistema hidrotermal.

(iv) En algunos distritos se han citado hierros bandeados.

(v) Los mismos cuerpos de sulfuros masivos.

6.2.2 Tipologías

Los VHMS han sido divididos en categorías relacionadas con diferentes características. Desde el punto de vista de su contenido en metales se han establecido unas razones que delimitan campos de los diferentes elementos. Esta clasificación fue creada por Solomon (1976) para los depósitos australianos. La razón de cobre: Cur = 100Cu/(Cu+Zn) y la razón zinc: Znr = 100Zn/(Zn+Pb). Con estas razones se han establecido tres categorías de yacimientos según los metales dominantes:

(i) Depósitos de Cu (Cur>60; Znr>60) que están relacionados principalmente con rocas máficas.

(ii) Depósitos de Zn-Cu (Cur<60; Znr>90).

(iii) Zn-Pb-Cu (Cur<60; Znr = 60-90) relacionados con volcanismo bimodal o ácido.

Existen otras clasificaciones que ponen su énfasis en el ambiente geotectónico de las rocas de muro del depósito más que en las características del propio depósito. Por ejemplo, Sillitoe (1973) agrupa los depósitos en:

(i) Los formados en centros de extensión que usualmente tienen razones Cu/Zn altas.

(ii) Los formados en arcos de islas o márgenes continentales con elevadas concentraciones de Pb, Zn, Ag y Ba generalmente.

Otra clasificación es utilizada por Sawkins (1976), que se basa en tipologías muy utilizadas en todo el mundo; son tres los tipos principales de depósitos:

(i) El Tipo Kuroko, que está relacionado con secuencias volcánicas félsicas y calco-alcalinas de edades entre el Arcaico y el Terciario, situadas en zonas oceánicas de convergencia de placas.

(ii) El Tipo Chipre, relacionado con secuencias volcánicas de basaltos de bajo contenido en K de la parte superior de los complejos ofiolíticos, que se forman en sitios de creación de placas oceánicas.

(iii) El tipo Besshi, relacionado con sedimentos clásticos y volcanitas máficas, pero sin un ambiente geotectónico claramente definido.

No obstante, los diferentes ambientes dentro de la tectónica de placas no son capaces de explicar todas las variaciones y aspectos genéticos de los depósitos minerales tipo VHMS (Sangster, 1979).

Pero la de Sawkins (1976), basada en los parecidos con distritos mineros famosos a escala mundial, parece ser la más utilizada por su aspecto descriptivo, por lo que será la utilizada en este estudio. La descripción de cada uno de los tipos se ha tomado de los Modelos de Depósitos Minerales del Servicio Geológico de los Estados Unidos y se ofrece, resumidamente a continuación (Tabla 6.1).

El modelo descriptivo del tipo SIERRAN KUROKO es una modificación del modelo Kuroko (No. 28a) realizada por Singer (1992) que denominó 28a.1. El nombre Sierran ha sido elegido por ser, principalmente, depósitos del flanco occidental de Sierra Nevada (California) los empleados para establecer sus características. Su principal diferencia con el tipo Kuroko es su tamaño mucho menor. Esta diferencia en tonelaje no ha sido explicada.

Tabla 6.1 Características descriptivas de las principales clases de depósitos de sulfuros masivos

TIPO	CHIPRE	BESSHI (Kieslager)	KUROKO (Noranda)
Referencias	Modelo 24a (Singer, 1986a; Singer & Mosier, 1986a) Modelo G05 (Hoy, 1995b)	Modelo 24b (Cox, 1986a; Singer, 1986b) Modelo G04 (Hoy, 1995a)	Modelo 28a (Singer, 1986c; Singer & Mosier, 1986b) Modelo G06 (Hoy, 1995c)
Entorno geológico	Asociación ofiolítica (basaltos almohadillados, diques de diabasas, dunitas y harzburgitas tectonizadas y rocas metasedimentarias)	Secuencia sedimentaria clástica terrígena asociada con volcanitas marinas y localmente rocas calcáreas posiblemente suprayaciendo	Secuencia volcano-sedimentaria con características de arco de islas oceánicas y cuenca marginal
Marco tectónico	Grabens centro-oceánicos o extensionales trasarco	Terrenos metamórficos intensamente deformados. Formación en cuencas de rift en arcos de islas o zonas traseras de arco	Arcos de islas y dentro de ellos sectores con actividad tectónica extensional
Rocas encajantes	Basaltos almohadillados, brechas volcánicas básicas y sedimentos de grano fino	Sedimentos clásticos finamente laminados y tobas y/o brechas máficas toleíticas y andesíticas	Rocas volcánicas submarinas de composición félsica a intermedia
Rocas asociadas	Cherts ricos en Fe y Mn	Pizarras negras, formaciones ferríticas (oxidadas) y cherts rojos	Riolitas, dacitas y subordinadamente basaltos y sedimentos ricos en materia orgánica (argilitas y pizarras)
Características texturales y mineralógicas de los cuerpos masivos	Sulfuros dominantes: pirita + calcopirita + esfalerita + magnetita ± marcasita ± pirrotina los cuales están brechificados y recementados en varios ciclos. Zonas de ocres superpuestos (sedimentos pobres en Mn y ricos en Fe; goetita y maghemita)	Sulfuros: pirita + pirrotina + calcopirita + esfalerita ± magnetita ± galena ± bornita ± tetraedrita ± cobaltita ± cubanita ± estannita ± molibdenita. Ganga: cuarzo, carbonato, albita, mica, clorita, anfibol y turmalina. Laminación muy fina y presencia de pirita coloforme y framboidal	Zona superior (black ore): pirita + esfalerita + calcopirita ± pirrotina ± galena ± barita ± tetraedrita-tennantita ± bornita Zonas marginales de yeso/anhidrita Zona inferior (yellow ore): pirita + calcopirita ± esfalerita ± pirrotina ± magnetita. Textura bandeada con pliegues de “slumping”
Características texturales y mineralógicas del “stockwork” subyacente	Los principales minerales son: pirita + pirrotina, calcopirita y esfalerita menores (Cu, Au, Ag en cantidades mucho menores)	Minerales más habituales incluyen calcopirita, pirita, calcita o galena, esfalerita y calcita	Principalmente compuesto de pirita + calcopirita + (oro + plata) Vetas masivas y zonas de diseminación
Alteración	Abundante cuarzo, calcedonia y clorita junto con algo de illita talco y calcita	Difícil de reconocer a causa del metamorfismo, pero hay cloritización Minerales parecidos a la ganga	Cuerpos masivos: zeolitas, montmorillonita y clorita “Stockwork”: próximo sílice y clorita hacia el exterior, sílice y sericita y debajo, clorita y albita
Características geoquímicas	Perdida de Ca y Na Introducción y redistribución del Mn y Fe en la zona de “stockwork”	Huella geoquímica de Cu, Zn, Ni, Cr, Co y Co/Ni>10 Halos de Mn	La marca geoquímica es de Au y Pb altos en el gossan; enriquecido en Mg y Zn adyacente y diminución del Na. En los depósitos: Cu, Zn, Pb, Ba, As, Ag, Au, Se, Sn, Bi y Fe
Leyes y tonelajes	100000 t a 17 Mt @ 0.63 a 3.9 % Cu (entre los percentiles 10 y 90). Subproductos: el percentil 10 corresponde a 33 g/t Ag, 1.9 g/t Au y 2.1 % Zn	12000 t a 3.8 Mt @ 0.64 % a 3.30 % Cu (entre los percentiles 10 y 90). Subproductos: el percentil 10 corresponde a 9.5 g/t Ag, 0.76 g/t Au y 0.4 % Zn	120000 t a 18 Mt @ 0.45 % a 3.5 % Cu (entre los percentiles 10 y 90). El percentil 10 corresponde a 2.3 g/t Au, 100 g/t Ag, 1.9 % Pb y 8.7% Zn
Ejemplos	Chipre; Oxec, Guatemala; York Harbour, Canadá	Motoyasu, Japón; Kieslager, Austria; Raúl, Perú	Kidd Creek, Canadá; Mount Lyell, Australia

6.3 Mineralización

Los depósitos de VHMS presentan varios tipos de mineralización relacionados en un mismo sistema. No todos ellos han de estar presentes en cada depósito, pero si puede esperarse su presencia y algunos de los tipos pueden constituir un complemento que convierta un depósito en un yacimiento económico. Los principales tipos desde el punto de vista morfológico son:

(i) Lentes y hojas: cuerpos estratoconformes con relaciones espesor/extensión más bajas. Suelen estar formados por sulfuros masivos en su zona central, subdivididos en zonas ricas en Cu (yellow ore) y ricas en Pb-Zn (black ore). La zona de Cu suele ocupar el sector central inferior y la de Pb-Zn se superpone y rodea a la zona de Cu. En sus zonas periféricas y frecuentemente sobre los sulfuros se encuentran las zonas ricas en baritina (white ore), que están presentes en pocos depósitos. También periféricas pero inferiores a los sulfuros están las zonas de los sulfatos (yeso y anhidrita). Estos cuerpos de mena se disponen sobre el "stockwork" de alimentación del sistema, aunque pueden existir variantes, ya sea por asimetrías en el paleofondo marino o por la formación de depósitos retrabajados. En algunos casos estos niveles de mena pueden repetirse cíclicamente, dando lugar a varios niveles de mineral masivo superpuestos en la secuencia volcanosedimentaria.

(ii) Montículos: cuerpos estratoconformes con relaciones espesor/extensión más altas que las lentes y hojas. Una posible causa del diferente aspecto morfológico es la descarga del fluido hidrotermal (Large, 1992), concentrada en las litologías de muro más impermeables (montículos) y difusa en las litologías de muro más permeables (lentes y hojas). Sus zonaciones son similares al caso anterior, pero suelen ser más simétricos y estar situados directamente sobre el sistema de alimentación.

(iii) Chimeneas y "stockworks": están formados por sistemas densos de vetillas entrecruzadas, formadas principalmente por sulfuros (pirita y calcopirita predominantes). Con frecuencia presentan valores de Cu y Au superiores a los cuerpos masivos. Hacia su parte superior pasan a los cuerpos masivos, pero en ocasiones el tránsito es con una brecha, especialmente en los depósitos del tipo Chipre, lo que coincide con la geometría y estructura de los depósitos similares actuales (Campo Hidrotermal TAG en la dorsal Centro Atlántica, Humphris et al., 1995).

Los depósitos relacionados más frecuentemente con los VHMS son los de Fe-Mn asociados a los niveles de sílice hematítico que se superponen a los cuerpos de sulfuros masivos. Estos depósitos pueden servir como guía de prospección al marcar el nivel prospectivo favorable para los sulfuros.

Todas estas geometrías pueden estar transformadas por los fenómenos tectónicos que han afectado a la región con posterioridad. Este aspecto ha de tenerse especialmente en cuenta en los depósitos más antiguos. En los de Tipo Besshi es un factor importante en su geometría, con el desarrollo de foliaciones tectónicas y pliegues intrafoliares dentro de los sulfuros. Estas estructuras de deformación han sido frecuentemente confundidas con estructuras de resedimentación o fenómenos de "slumping". Como un factor añadido de complejidad la tectónica puede disgregar el sistema o desordenar sus diferentes partes.

A pesar de los diferentes tipos de mineralizaciones citados las asociaciones minerales son bastante similares en todos ellos. No obstante, presentan una gran variedad de sulfuros y minerales metálicos. Los principales son pirita, calcopirita, esfalerita, galena como mayores; como menores tetraedrita, arsenopirita, sulfosales diversas, casiterita y electrum. Otros mayores son la magnetita y pirrotina, pero estos son más frecuentes en los depósitos antiguos, deformados y metamorfizados, aunque las relaciones texturales sugieren un origen primario para la magnetita. Como trazas presentan variados minerales como molibdenita, bismutinita, sulfosales de bismuto, teluros de bismuto y de oro, tennantita, tetraedrita, arsenopirita, boulangerita y bournonita.

El oro se presenta como nativo o en los teluros, en las menas ricas en Cu es más frecuente el nativo, mientras que la plata se presenta en la red cristalográfica de la calcopirita. En las menas de Zn-Pb-Cu el oro suele presentarse como electrum, mientras que la plata aparece en la galena argentífera o en la tetraedrita. También es frecuente el oro en los “stockworks”, presentándose libre o en los teluros.

Se denominan sulfuros masivos aquellos con más del 60% de sulfuros del total del cuerpo mineralizado, y esta proporción llega frecuentemente al 80- 90%. Los minerales que forman la ganga (o cemento) son: sericita, clorita, talco, baritina, cuarzo y carbonatos diversos. La baritina, como se vio antes, puede ser muy abundante, llegando al 80% y dando lugar a los denominados “white ore”. La baritina suele concentrarse en las partes altas y exteriores del yacimiento, mientras que la clorita lo hace en las inferiores y centrales (correspondiendo frecuentemente con la mena rica en Cu, “yellow ore”). Los carbonatos son frecuentes, pero como una fase menor entrecrecida con las otras fases, o diseminados en forma de rombos.

Las texturas macroscópicas son variadas. Se han identificado laminaciones, laminaciones gradadas, conglomerados, etc. Estas texturas suelen desarrollarse en la parte alta de los cuerpos masivos, mientras que en la inferior predominan texturas brechoides. El principal problema es la interpretación de estas texturas, que pueden ser sedimentarias, de reemplazamiento de sedimentos clásticos (como se ha observado en sistemas recientes, Panteleria en Italia) o incluso de deformación. Este último es el caso de las foliaciones (miloníticas) y pequeños pliegues aplastados (pliegues intrafoliares típicos de las bandas de cizalla dúctiles) de la mina La Plata en la Cordillera Occidental, como se verá más adelante. Large (1992) cita estructuras miloníticas S-C, especialmente en las menas ricas en calcopirita y/o galena que deforman dúctilmente a temperaturas más bajas que la pirita. Las zonas piríticas suelen ser masivas sin desarrollo de texturas macroscópicas. En cuanto a los “stockworks” estos suelen ser irregulares y con las vetillas entrecruzadas, en algunas minas (Hellyer, Australia) se han observado varias generaciones sucesivas. Estas vetillas parecen ser hidráulicas con texturas de relleno de espacios abiertos o con zonación simétrica interna o irregulares y anastomosantes formadas por reemplazamiento más que por relleno de espacios abiertos.

Las texturas microscópicas están intensamente relacionadas con el grado de deformación y metamorfismo sufrido por los depósitos. Las principales microtexturas explicadas como primarias son esfalerita de crecimiento zonado, pirita coloforme, pirita botroidal, intercrecimientos coloformes de pirita y calcopirita, y esfalerita remplazando a calcopirita. Los depósitos deformados sufren una intensa recristalización de la pirita y los otros sulfuros mayores forman bandeados que en ocasiones rodean a boudines de todas las escalas de pirita (Rammelsberg, Alemania; San Platón, España).

Large (1992) realizó un cuadro de zonas dentro de los VHMS de Australia que corresponde con los más recientes de Kuroko según la zonación de Eldridge et al. (1983). Esta coincidencia entre las zonas de yacimientos con y prácticamente sin deformación y metamorfismo hace pensar en que puede generalizarse y esperarse en otros distritos, constituyendo una gran ayuda en la exploración.

6.4 Alteración

Las asociaciones de alteración relacionadas con los VHMS son variadas y su morfología y situación dentro del yacimiento también. Desde este último punto de vista se pueden diferenciar varias zonas dentro del yacimiento con características propias (Fig. 6.1).

6.4.1 Estratoligada de pared

Es el estilo de alteración más común en los VHMS y más fácilmente reconocible, aunque el depósito haya sufrido intensa deformación y metamorfismo. Se desarrolla inmediatamente bajo las lentes de sulfuros masivos estratoconformes con espesores de 30-100 m y extensiones laterales frecuentemente superiores a 1 km, afecta a las volcanitas y sedimentos de muro del depósito que es una alteración de cuarzo + sericita ± clorita + pirita.

6.4.2 Chimeneas

Define la parte superior del embudo de acceso de los fluidos hidrotermales que dan lugar al depósito. Envuelve al “stockwork” de alimentación y está situada bajo las lentes de sulfuros masivos ± baritina ± sulfatos. Se han llegado a reconocer hasta 4 zonas de alteración dispuestas anularmente en Hellyer, Australia (McArthur, 1989), pero es más frecuente la existencia de dos zonas, una con predominio de sílice + clorita en el centro, y otra de sílice + sericita en el exterior.

Bajo este embudo de alteración se puede encontrar otro embudo invertido que marcaría el sector más inferior de acceso de los fluidos hidrotermales. Esta zona está caracterizada básicamente por la presencia de sericita-albita.

6.4.3 De techo

Esta aureola de alteración varía en forma de chimeneas a zonas semiconformes. Tiene un desarrollo muy débil en comparación con la de muro y frecuentemente está oscurecida por el metamorfismo regional. Frecuentemente está directamente sobre el centro de la chimenea de alteración del muro. Su tamaño puede ser de unos pocos de cientos de metros de espesor sobre el depósito, pero lateralmente puede extenderse varios kilómetros. En general la asociación es de cuarzo + sericita + clorita, aunque se encuentran otros minerales como albita, fuchsita, epidota, carbonatos, actinolita y pirita.

6.4.4 Profunda relacionada con intrusivos subyacentes

Se considera que los cuerpos intrusivos subyacentes que forman el foco térmico del sistema hidrotermal generan una aureola de alteración en su parte superior. Este halo es difícilmente observable y reconocible como asociado a la mineralización tipo VHMS.

6.4.5 Química de la alteración

El rasgo más distintivo es la disminución del contenido en Na en la alteración de cuarzo-sericita estratoconforme. En la alteración de sericita-cuarzo ± clorita estratoconforme se produce una disminución del Na, Ca y Sr y, esporádicamente, un aumento de K. También se produce un enriquecimiento en Mg, Fe y Mn.

Estos cambios en la química de las zonas alteradas llevaron a la creación de un índice de alteración (Ishikawa et al., 1976): $(MgO + K_2O)/(Na_2O + CaO + MgO + K_2O) \times 100$. Este índice refleja un aumento de hasta tres veces los valores en las rocas alteradas respecto de las inalteradas.

Las tierras raras también reflejan los procesos de alteración, con anomalías negativas de Eu y razones de Zr/Y bajas en comparación con las volcanitas inalteradas.

6.5 Modelo genético

Partiendo de mineralizaciones de edades tan diferentes y desarrolladas en ambientes geotectónicos tan diversos, es difícil presentar un esquema genético unitario. No obstante, todos los depósitos del tipo VHMS presentan un conjunto de características comunes que permiten realizar el intento. Ohmoto (1995) establece un modelo utilizando como base uno de los distritos y tipos de depósito de sulfuros masivos alojados en volcanitas mejor conocidos del mundo, el Distrito Hokuroko.

Una de estas características generales es que todos los depósitos parecen haberse formado en regímenes tectónicos extensionales que ocasionaron depresiones en el fondo marino. Las depresiones más frecuentes fueron formadas por calderas volcánicas (Ohmoto & Takahashi, 1983) y/o actividades tectónicas de gran escala. Estas depresiones son los lugares más favorables por una serie de razones hidrológicas (flujo hacia las partes inferiores), físicas (fracturación que permite la circulación de los fluidos hidrotermales) y químicas.

Siguiendo a Ohmoto (1995) se pueden establecer 6 episodios fundamentales en los procesos que llevan a la formación de VHMS:

(i) Intrusión de un foco térmico en la corteza oceánica o continental submarina. Típicamente se trata de un plutón (cuyo tamaño influirá en la duración e intensidad del sistema hidrotermal) que causa la circulación convectiva profunda del agua marina alrededor del mismo. El tamaño medio del radio de una célula convectiva es de unos 5 km. La temperatura de los fluidos aumentará por efecto del foco térmico hasta un máximo de ca. 350°C y luego decrecerá de nuevo a la temperatura ambiente. El período de tiempo durante el que funciona el sistema puede tener un rango de 100 a 10000 años.

(ii) Las reacciones entre las rocas de caja a baja temperatura (<150°C) y el agua marina que penetra por el sistema de fracturas causa la precipitación del sulfato del agua marina como yeso y anhidrita diseminados.

(iii) Las reacciones del agua marina modificada con las rocas a alta temperatura en profundidad transforman el agua marina en fluidos ricos en metales y H_2S. Estos metales y el azufre son lixiviados de las rocas de caja, por lo que la composición de éstas influirá en los metales del depósito generado. El yeso y la anhidrita formados anteriormente se reducen por efecto de los minerales con Fe^{2+} y la materia orgánica, proporcionando H_2S adicional. La masa de roca necesaria para proporcionar un yacimiento medio del tipo Kuroko es de unos 40 km^3 . El papel de los gases y fluidos magmáticos es pequeño en estos sistemas, pero el SO_2 puede producir alteración ácida.

(iv) Las reacciones entre los fluidos hidrotermales y las rocas frías de la zona de descarga causan alteración y precipitación de algunos minerales en las zonas de "stockwork".

(v) La mezcla de los fluidos hidrotermales con agua marina incorporada con los sedimentos sin consolidar y/o en el fondo marino, causa la precipitación de las menas primitivas (mineralogía de "black ore": esfalerita + galena + pirita + baritina + anhidrita).

(vi) Las reacciones entre las menas primitivas y los fluidos hidrotermales más calientes transforman la mena primitiva en mena madura, enriquecida en calcopirita y pirita.

Este esquema general se verá modificado en función de múltiples variables que influirán en el depósito final. Los principales parámetros que intervienen son cuatro:

(i) Las características físicas y químicas del agua marina (composición, temperatura, densidad) que dependen en gran medida de los ambientes geográficos.

(ii) Las características químicas y físicas del sistema de fracturas que permite la circulación de los fluidos (litología y permeabilidad de fractura).

(iii) La estructura termal del sistema, que está determinada principalmente por el gradiente geotérmico y el tamaño y la temperatura del intrusivo.

(iv) Las características físicas del fondo marino (profundidad, cuencas topográficas).

Existen algunas creencias relacionadas con los depósitos de sulfuros masivos que merecen ser comentadas por su importancia en la comprensión del modelo y por tanto en la eficacia de la exploración. Una de ellas es la creencia bastante generalizada de que los depósitos se forman en promontorios en el fondo marino. Esta idea puede surgir de los primeros esquemas de estos tipos de depósitos (Sato, 1974), que presentaban un montículo, parcialmente en relación con un domo de composición ácida como los encontrados en muchos depósitos del distrito Hokuroko. Esta idea se vio reforzada con los modelos (e imágenes) de los sistemas actuales, que reflejan los montículos que se crean en la zona de descarga del sistema hidrotermal. No hay que olvidar que todos estos sistemas, si bien en detalle pueden presentar una elevación en el fondo marino, se encuentran situados dentro de depresiones causadas por tectónica extensional y/o calderas volcánicas. Por lo tanto, durante la exploración, han de buscarse depresiones marcadas por un aumento de potencia en las capas de techo de la mineralización. La existencia del propio sistema hidrotermal implica una tectónica distensiva que permita la circulación de los fluidos; y la conservación de los sulfuros, sin fenómenos de oxidación que los transformen, es más fácilmente explicable en cuencas restringidas. Estas cuencas reductoras son coherentes con las pizarras grafitosas que acompañan y envuelven a muchos depósitos de este tipo.

Otro punto ampliamente difundido es la existencia de una auténtica sedimentación de los sulfuros en el fondo marino. Esta idea surgida de las estructuras sedimentarias identificadas en los depósitos que, como ya vimos antes, pueden ser estructuras sedimentarias remplazadas por sulfuros o estructuras de deformación malinterpretadas. Más que un proceso sedimentario es una precipitación de sulfuros la que se produce y la 'roca' resultante será un depósito químico. Por este motivo parece oportuno reflejar algunos de los ambientes y procesos que se han propuesto para la formación de estas 'capas' de sulfuros. Large (1992) realiza un resumen de las propuestas de otros autores que se ofrece traducido en la Fig. 6.2.

En el modelo A, que corresponde al Tipo I propuesto por Sato (1972) los fluidos hidrotermales descargan en el fondo marino con alta salinidad (>3 m NaCl) y baja temperatura (ca. 120°C) como una salmuera densa que migra pendiente abajo y se acumula en el fondo del estanque, lo que permite la formación de hojas de sulfuros masivos de gran extensión.

El modelo B, que corresponde al Tipo III propuesto por Sato en 1972 y Solomon & Walshe en 1979, los fluidos serían de alta temperatura (ca. 200°C) y baja salinidad (2 m NaCl) y por tanto de baja densidad, por lo que flotarían en el agua marina formando una pluma que al mezclarse con el agua marina y enfriarse precipitaría los sulfuros en una amplia zona, permitiendo también la formación de hojas extensas. Este modelo implicaría que se trataba de fondos poco profundos. Los procesos actuales observados han demostrado una baja eficiencia en la precipitación con este método a causa de la rápida dispersión de las partículas por las corrientes marinas.

McDougall (1984) propone una variante del modelo del estanque de salmuera (C) donde los fluidos entran por la parte inferior del estanque y permanecen en la parte inferior a causa de su mayor densidad, sin que se dispersen al estar en un ambiente restringido. Este modelo no necesita que los fluidos tengan una salinidad alta y explica bien la formación de depósitos con forma lenticular.

El modelo D, tomado de Huston (1988) está inspirado en Rosbery (Australia) y propone la existencia de descarga de fluidos en un amplio sector permeable, que explicaría la existencia de diversas lentes acumuladas en ese yacimiento; también explicaría la intensa y extensa alteración hidrotermal de las capas de muro.

Finalmente, el modelo E que explicaría la formación de hojas extensas de sulfuros, la falta de oxidación, la existencia de estructuras sedimentarias remplazadas y el carácter estrato-conforme de la mineralización. Se formaría en zonas con secuencias volcanosedimentarias, donde los fluidos remplazarían un horizonte favorable que permanecería aislado del agua marina y de la probable oxidación por un nivel impermeable. Este nivel podría ser el jaspe hematítico superpuesto muy frecuentemente a los niveles fértiles, según la propuesta de Barriga & Fyfe (1984) para los depósitos de VHMS del Sur de Portugal.

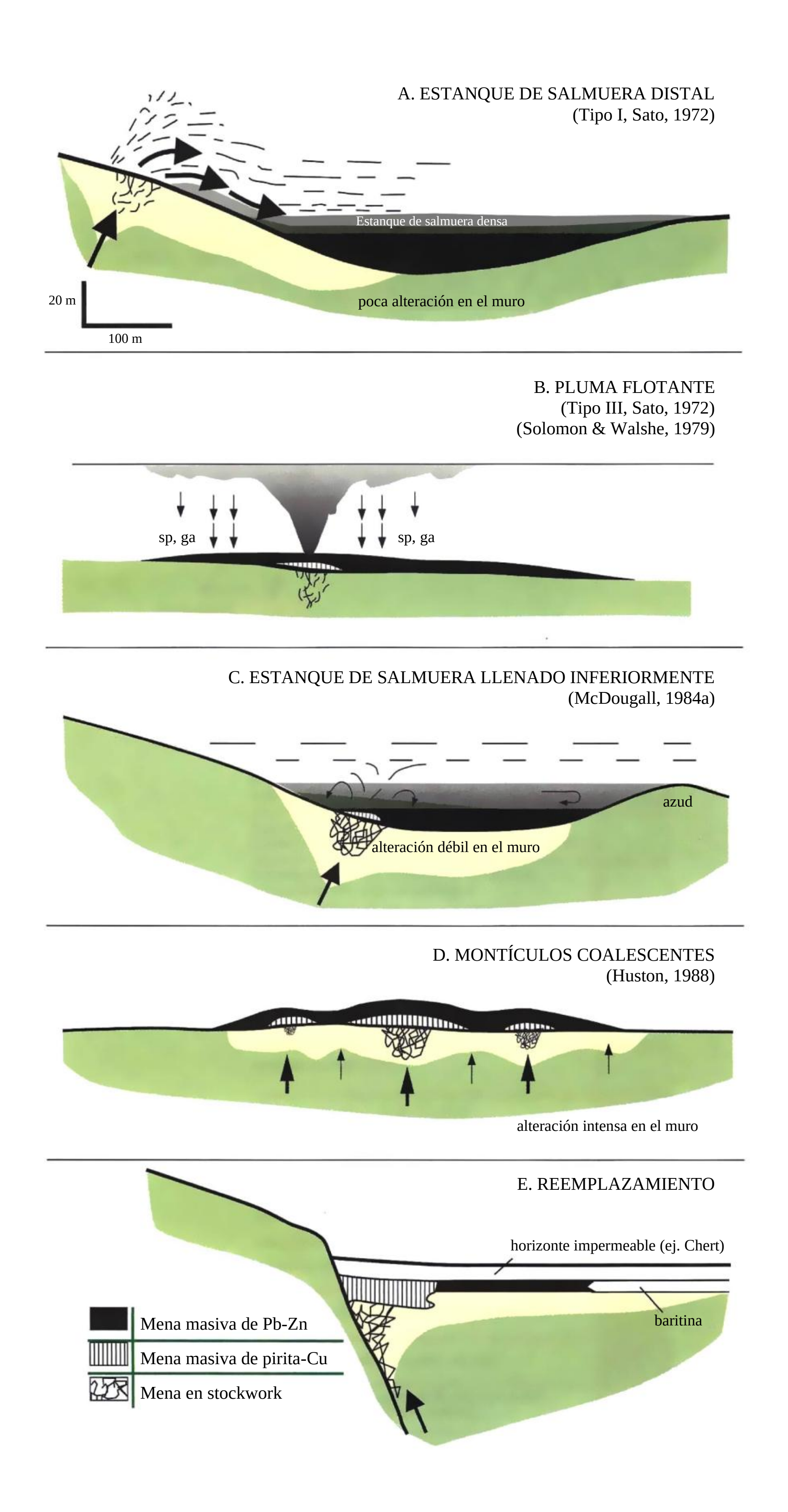


Figura 6.2 Representación esquemática de varias hipótesis para la formación submarina de depósitos de sulfuros masivos alojados en volcanitas

6.6 Modelo genético de los sulfuros masivos alojados en volcanitas del Ecuador

6.6.1 Introducción

Los depósitos estudiados en ambas cordilleras han sido adscritos a sulfuros masivos tipo Sierran-Kuroko por motivos que han sido explicados en cada caso (ver Volumen 3). El único caso especial es el grupo de cuerpos de sulfuros Macuchi. Como ya se ha visto no puede ser considerado un VHMS con los datos accesibles en la actualidad.

6.6.2 Arquitectura

Determinar la arquitectura original de los yacimientos VHMS de Ecuador es prácticamente imposible a partir de su geometría actual. Ya se han descrito, dentro de cada depósito, los diferentes tipos de deformación que han afectado a cada uno. Por tanto, es necesario perfilar un modelo sacado de otros sectores menos deformados y que corresponde más con el diseño clásico para estos depósitos.

Todos los depósitos estudiados están situados en un ambiente geotectónico favorable para este tipo de yacimientos, son rocas submarinas de arco de islas oceánico. Son los arcos Macuchi y Alao, de edades diferentes y acrecionados al continente en diferentes épocas. Como se ha descrito en la explicación general de los sulfuros masivos, dentro de los arcos de islas los ambientes favorables son depresiones, ya sean causadas por calderas volcánicas de hundimiento, o por tectónica extensional que forma grabens y semi-grabens. Como se ha representado en la Fig. 6.1 las fracturas que ocasionan la depresión en el fondo marino favorecen la instalación de un sistema hidrotermal con un foco térmico potenciado por un cuerpo intrusivo de alto nivel, que eventualmente puede aportar parte de los fluidos al sistema. La depresión favorece la deposición de los sulfuros por alguno de los métodos propuestos anteriormente y también su preservación de la erosión por corrientes de fondo y posiblemente la oxidación de los sulfuros al tratarse de pequeñas cuencas anóxicas. Por tanto, la presencia de fracturación intensa y extensa favorecerá la formación de este tipo de depósitos.

El agua marina es el principal fluido del sistema y los sulfuros provienen principalmente de la reducción del azufre que ésta contiene. Los metales sin embargo son lixiviados de la corteza que atraviesan los fluidos y la composición metálica de los depósitos dependerá en gran medida del tipo de roca, o de la existencia de depósitos sedimentarios de cuencas marginales del arco que pueden modificar el aporte metálico del volcanismo del arco de islas. Puede haber una cierta cantidad de aporte magmático proveniente del cuerpo intrusivo que actúa como foco térmico en la parte inferior del sistema.

Los fluidos mineralizantes ascienden por un sector especialmente permeable por fracturación y situado en el fondo de una depresión lo que facilita el proceso hidráulico. Esta zona es la chimenea de alimentación con la mineralización en vetillas ("stockwork") y alteración característica. Presenta dos zonas principales, una interna que suele ser más rica en Cu ± Au y lleva asociada alteración de sílice + clorita ± sericita; y otra que la envuelve externamente de vetillas predominantemente piríticas con alteración asociada de sílice + sericita + pirita ± clorita. Sobre esta zona de alteración se forman las masas de sulfuros con sus zonas ya descritas. El tránsito entre el "stockwork" y los sulfuros masivos presenta, en ocasiones, un aspecto brechoide con fragmentos de roca intensamente alterada cementados por los sulfuros, predominantemente pirita. La pirita también remplaza los bordes de los bloques dándoles un aspecto sub-redondeado.

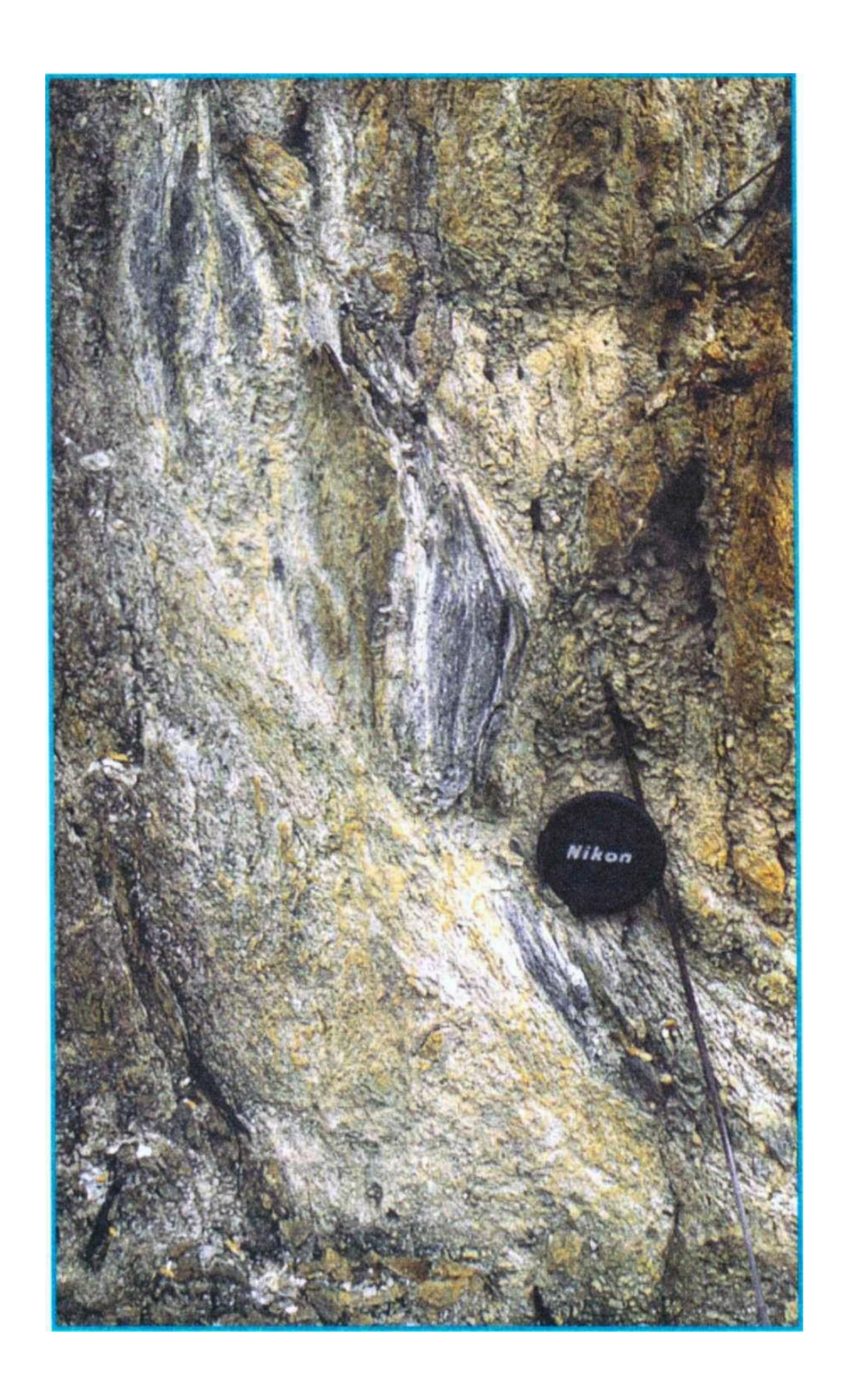


Foto 6.1 Sulfuro masivo volcanogénico de La Plata, Distrito La Plata. Estructuras de deformación milonítica en la zona de alteración cuarzo + sericita + pirita. Forma sigmoidal indica movimiento inverso subvertical

6.6.3 Controles de situación

Las depresiones existentes en el arco de islas, que controlaron la formación de los depósitos, no son en la actualidad un criterio de control estructural. El proceso de acreción de los arcos al continente y la deformación asociada han cambiado totalmente la arquitectura de los depósitos y es altamente improbable que los criterios originales sean reconocidos, por ejemplo, mayor potencia de la capa de techo del depósito.

Durante el proceso de deformación es probable que las nuevas estructuras aprovechen las antiguas si están favorablemente orientadas (inversión tectónica) y este proceso puede haberse producido en relación con las fallas extensionales que causaron los sulfuros masivos del Ecuador. Hemos visto que todos los depósitos de la Cordillera Real (Las Pilas, Cruzacta y Guarumales) se encuentran dentro de una gran sutura (la Zona de Cizalla de Baños) y cercanos a un gran lineamiento estructural tardío desarrollado en el interior de la gran cizalla de Baños. El único depósito claramente adscrito a esta tipología en la Cordillera Occidental (La Plata) tiene también una gran estructura que controla la geometría actual del yacimiento. Por tanto, para el Ecuador puede proponerse que el actual control estructural ha estado causado por fenómenos de inversión tectónica.

No hay que olvidar que primariamente el control de los VHMS es estratiforme y estructural conjuntamente. Esta dualidad en el control se mantiene en la actualidad, siguen existiendo niveles litológicos favorables y un sistema de fracturas que los localiza, pero en la actualidad las fallas han cambiado de régimen y están generadas en la tectónica transpresiva de la acreción del arco al continente.

Es posible también que la presencia de minerales fílicos (sericita y clorita de las asociaciones de alteración) favorezca la nucleación de fallas en las zonas alteradas y mineralizadas. Este efecto puede verse a pequeña escala en las zonas de alteración de muchos depósitos. También el diferente comportamiento reológico de las masas de sulfuros en relación con sus rocas de caja alteradas puede ocasionar la formación, en un régimen compresivo, de fallas que bordean a los sulfuros masivos, como se ha visto en Guarumales (Cordillera Real) y La Plata (Cordillera Occidental).



Foto 6.2 Sulfuro masivo volcanogénico de La Plata, Distrito La Plata. Facoide de baritina rodeado de sulfuros masivos foliados (spl, + cp + py + gn). Escala en centímetros

6.6.4 Diferencias y similitudes entre ambas cordilleras

De los rasgos presentes en los diferentes depósitos estudiados en Ecuador se pueden establecer las similitudes y diferencias entre los depósitos de ambas cordilleras. En principio hay que decir que los parecidos son más importantes que las diferencias. Comenzando con los rasgos unitarios para todos los depósitos:

(i) Todos los depósitos se han formado en un ambiente de arco de islas submarino y en litologías que indican ambiente submarino.

(ii) Están situados en rocas volcánicas dominantes con escasa representación de las rocas sedimentarias asociadas, y ninguno de los cuerpos de sulfuros masivos está rodeado de pizarras negras como es muy frecuente en este tipo de depósitos en otros distritos.

(iii) Ambos arcos de islas (Macuchi y Alao) se han acrecionado al continente y han sufrido metamorfismo de grado bajo y deformación.

(iv) Los sulfuros masivos de ambas cordilleras han sufrido deformación, tanto interna de los propios cuerpos de sulfuros, como una desarticulación de la geometría original de los depósitos minerales que impide reconocer varias de sus partes más características.

(v) Los valores de metales preciosos, en particular del oro, son relativamente altos para este tipo de depósitos.

En cuanto a las diferencias, las más importantes son:

(i) La edad de los arcos de islas y de su acreción. Para la Cordillera Real son más antiguos: Jurásico-Cretácico Inferior con acreción en el Cretácico. En la Cordillera Occidental son más modernos: Paleoceno-Eoceno para el arco y acreción durante el Eoceno.

(ii) El grado metamórfico es un poco más bajo en la Cordillera Occidental, esto puede ser la explicación de la presencia de sulfuros de grano fino en La Plata, mientras que, en Las Pilas, Cruzacta y Guarumales los sulfuros están recristalizados y su tamaño de grano es grueso o muy grueso.

(iii) La deformación de la Cordillera Real es más intensa, desarrolla una foliación tectónica más penetrativa y desmembrando más los sistemas mineralizantes.



Foto 6.3 Pirita masiva recristalizada en Las Pilas, Distrito Alao-Paute. Pliegue (F1) y estiramiento mineral de 2° fase paralelo al lápiz rojo cortando el pliegue

Tabla 6.2 Perfiles de los depósitos VHMS del Distrito La Plata

Nombre	La Plata (Nos. 13-14)	Macuchi (No. 18)
Ubicación	Cordillera Occidental, 10 km al S de Alluriquín (Pichincha)	Cordillera Occidental, ca. 20 km al E de La Maná (Cotopaxi)
Nivel erosivo	Parte superior de los cuerpos, ca. 1550 m. Stockwork aflorante	Cuerpos minerales no aflorantes, cotas ca. 2200, 1725 y 1600 m
Metales económicos	Oro, plata, cobre, plomo, zinc y bario	Oro, plata, cobre, plomo, zinc y bario
Litología encajante	Lavas y tobas andesíticas, sedimentos detríticos y carbonatados; Unidad Macuchi Paleoceno-Eoceno	Lavas y tobas andesíticas, sedimentos detríticos y carbonatados; Unidad Macuchi Paleoceno-Eoceno
Edad de mineralización	Paleoceno-Eoceno ?	?
Entorno geológico	Secuencia volcanosedimentaria con características de arco de islas oceánico y cuenca marginal Terreno Piñón-Macuchi	Secuencia volcanosedimentaria con características de arco de islas oceánico y cuenca marginal Terreno Piñón-Macuchi
Marco tectónico	Plegamientos suaves de la secuencia No hay foliación tectónica regional Fracturación intensa NNE, E y ESE Foliación milonítica asociada a un sistema de fallas norteado	No hay plegamientos ni foliación tectónica asociada. Fracturación dominante en N (dextrales y normales) y ESE
Rocas asociadas	Lavas, en ocasiones almohadilladas, y rocas piroclásticas andesíticas. Niveles discontinuos de rocas silíceo-ferruginosas (jaspes) situados a techo del nivel mineralizado. Diques riolíticos	Lavas y piroclastos andesíticos a muro Lutitas silicificadas a techo, sobre ellas lavas almohadilladas y tobas cloríticas Sills dacíticos Filones basálticos
Geometría	Unos 25 lentes conocidos concordantes con la estratificación y disgregadas por la fracturación. Con tamaños variados de sulfuros masivos. El halo de diseminación de sulfuros tiene valores económicos locales y un tamaño de 350×3000 m en superficie	4 cuerpos mineralizados lensoidales, alineados N-S. El mayor, Mercedes, tenía 150×100×40 m de sulfuros masivos. Halos estrechos de alteración asociada (<10 m) dispuestos en bandas paralelas N-S
Textura/Estructura	Sulfuros masivos de grano muy fino, con foliación milonítica intensa y pliegues intrafoliares en las fallas. Bandeado mineral ocasionado por la deformación. Bandas muy deformadas con clastos de sulfuros masivos elongados (6:2:1) Stockwork de alimentación pirítico	Stockwork de vetillas cm de sulfuros, oro y ganga Diseminación predominantemente de pirita redondeada y calcopirita Masiva de agregados de piritas poligonales, calcopirita subordinada y escasa ganga. Fracturación y brechificación generalizada de los sulfuros
Mineralogía de mena	Pirita, calcopirita, galena, esfalerita, oro, tetraedrita, tennantita, bornita, covelina y barita	Pirita, marcasita, calcopirita, esfalerita, pirrotina, cuprita?, tennantita, galena, hematita, covelina, barita, oro
Mineralogía de ganga	Cuarzo, sericita, illita, clorita	Calcedonia, siderita, cuarzo, sericita y goetita
Mineralogía de alteración	Un gran halo de alteración con sílice, sericita y diseminación de pirita, situado estratigráficamente bajo los sulfuros y lateralmente a ellos. El PIMA detecta clorita intermedia y Mg dentro de la aureola Toda la secuencia andesítica muestra cloritización y epidota + cuarzo en vesículas y fracturas	Sílice, sericita y diseminación de sulfuros en bandas estrechas (ca. 10 m) Propilitización suave generalizada El PIMA detecta clorita Fe, Mg e intermedia dentro de la aureola sericítica
Meteorización	No hay enriquecimiento supergénico ni gossanización. Presencia de argilización meteórica con dickita y montmorillonita. Sólo se tienen datos de la superficie, se ignora la profundidad de la alteración	No hay enriquecimiento supergénico ni gossanización Presencia de caolinita, dickita, halloysita, montmorillonita y nacrita hasta ca. 100 m de profundidad
Dispersión geoquímica	En la geoquímica de suelos sólo se dispone de escasos datos de Zn que forman anomalías paralelas a la estratificación dentro de la banda de alteración; el Ba presenta una anomalía en San Pablo. La geoquímica de sedimentos de corriente muestra las mejores anomalías de Zn en la parte Norte de la banda de alteración sericítica y silícea. Los sedimentos de corriente presentan anomalías de metales base y preciosos	No se tiene información de la existencia de estudios de geoquímica de suelos. Los sedimentos de corriente muestran anomalías de metales base y preciosos
Depósitos relacionados	El Tránsito, pequeño cuerpo de SMV situado ca. 10 km NNE en la misma litología	Ximena, un prospecto sin desarrollar con referencias de VHMS situado ca. 20km al W

Tabla 6.3. Perfiles de los depósitos VHMS del Distrito Alao-Paute

Nombre	Pilas	Cruzacta	Guarumales
Ubicación	Cordillera Oriental, ca. 5 km al S del Volcán el Altar (Chimborazo)	Cordillera Oriental, ca. 24 km al SE de Riobamba, 16 km S de Las Pilas	Cordillera Oriental ca. 60 km al NE de Cuenca (Azuay)
Altura	Cuerpos aflorantes a 4300 msnm	Cuerpo aflorante a 4100 msnm	Entre 1200 y 2800 msnm
Metales económicos	Oro, plata, cobre y bario	Cobre y zinc	Oro, plata, cobre, plomo, zinc y bario
Litología encajante	Meta-basaltos, y meta-andesitas de la Unidad Alao-Paute (Jurásico)	Meta-basaltos, y meta-andesitas de la Unidad Alao-Paute (Jurásico)	Meta-basaltos, meta-andesitas, mármoles y meta-sedimentos de la Unidad Alao-Paute (Jurásico)
Edad de mineralización	Jurásica	Jurásica	Jurásica
Entorno geológico	Secuencia de arco de islas oceánico y de cuenca marginal volcanosedimentaria de arco de islas. Terreno Alao	Secuencia de arco de islas oceánico y de cuenca marginal volcanosedimentaria de arco de islas. Terreno Alao	Secuencia de arco de islas oceánico y de cuenca marginal volcanosedimentaria de arco de islas. Terreno Alao
Marco tectónico	2 sistemas de plegamiento superpuestos, uno de ellos con ejes subverticales, en la Banda de Cizalla de Baños Intensa foliación tectónica NNE y vertical	Intensa deformación de cizalla, con foliación milonítica (N10E/80W) y pliegues intrafoliares. En la Banda de Cizalla de Baños.	Dentro de la Banda de Cizalla de Baños Foliación milonítica intensa. Pliegues de plano axial subhorizontal posteriores con foliación de crenulación asociada. Fallas ENE dextrales de alto ángulo que desplazan al sulfuro masivo
Rocas asociadas	Esquistos cuarzo cloríticos con feldespato potásico predeformación Meta-andesitas milonitizadas? No se han identificado tramos de origen volcano-sedimentario Ausencia de cuerpos ácidos relacionados y de stockwork de alimentación Nivelillos de magnetita dentro del sulfuro	Esquistos cuarzo cloríticos con feldespato potásico predeformación Meta-andesitas milonitizadas ? No se han identificado tramos de origen volcanosedimentario Ausencia de cuerpos ácidos relacionados y de stockwork de alimentación	Esquistos cuarzo cloríticos y cuarzo sericíticos Metavolcanitas deformadas? La secuencia contiene niveles de mármoles y de esquistos grafitosos Ausencia de cuerpos ácidos relacionados reconocibles y de stockwork de alimentación
Geometría	3 cuerpos lensoidales intensamente plegados, el mayor tiene ca. 200×10 m desplegado, los otros son de ca. 3×1 m Se desconoce su tamaño vertical	Un cuerpo lensoidal concordante con la foliación tectónica de 40×2m. Se desconoce su dimensión vertical.	Presumiblemente un cuerpo lensoidal de ca. 150×3 m dividido en 4 cuerpos menores por el estiramiento tectónico Se desconoce su tamaño vertical Está cortado por una falla subvertical 60°E dextral en su extremo N (Río Paute) Hay referencias de otros cuerpos situados más al N y al S
Textura/Estructura	Sulfuros masivos, predominantemente pirita, recristalizados y de grano grueso Presentan bandeado paralelo a los bordes del cuerpo y plegado Los cristales de pirita tienen su dimensión mayor paralela a la foliación tectónica del segundo sistema de pliegues Niveles finos de magnetita dentro del SMV	Sulfuros masivos, predominantemente pirita, recristalizados y de grano grueso Presentan bandeado paralelo a los bordes del cuerpo y formando sigmoides.	Sulfuros masivos, predominantemente pirita, recristalizados y de grano grueso Foliación paralela a la esquistosidad Diseminación de pirita idiomorfa en los esquistos alterados Cristales de pirita con su dimensión mayor subhorizontal y paralela a la Banda de Cizalla de Baños
Mineralogía de mena	Pirita, trazas de calcopirita, bornita, tennantita, esfalerita, barita y oro	Pirita, calcopirita, esfalerita, bornita y covelina	Pirita, calcopirita, esfalerita, galena, bornita covelina, tennantita, anglesita, barita y oro
Mineralogía de ganga	Cuarzo, sericita, moscovita, clorita y magnetita	Cuarzo, sericita	Cuarzo, sericita, clorita, moscovita dolomita, yeso
Mineralogía de alteración	Un halo de alteración de pocos cm de sílice, sericita y clorita Toda la secuencia encajante está muy cloritizada y con budines (<0.5 m) de epidota y cuarzo. No se reconoce un halo amplio que englobe a los 3 cuerpos de sulfuros masivos volcanogénicos	Un halo de alteración de pocos cm de sílice y sericita	Fengita, sericita, clorita, epidota, illita, paragonita, actinolita Amplio halo de alteración de cientos de m de ancho y al menos 2 km de largo
Meteorización	No existe enriquecimiento supergénico ni gossanización. Los sulfuros afloran por la erosión de un glaciar retirado recientemente No se tienen datos de PIMA Procesos edáficos muy incipientes	No se ha localizado enriquecimiento supergénico. Existe un sombrero de hierro limonítico desarrollado en la zona de mineralización diseminada. No se tienen datos de PIMA	Presencia de un sombrero de oxidación de unos 50 m de potencia No existe zona de cementación y enriquecimiento aflorante Presencia anecdótica de nontronita en los espectros del PIMA Los coluviones (8 m de potencia) han minimizado la meteorización
Dispersión geoquímica	No hay estudios geoquímicos de la zona	No hay estudios geoquímicos de la zona	El estudio de suelos de Au, Ag, Cu, Pb y Zn pone de manifiesto que las anomalías están sobre los cuerpos conocidos. Hay otra anomalía de metales base y plata sobre un derrumbe situado 800 m al E. Se produce dispersión muy intensa a favor de la pendiente en los derrumbes que afectan a las zonas mineralizadas
Depósitos relacionados	En la misma banda litológica y de deformación existen depósitos filonianos de sulfuros (Condorazo, El Placer)	El VHMS Las Pilas, situado en la misma banda litológica y de deformación	Existen referencias de pequeños cuerpos de SMV al Norte y al Sur, pero no han sido comprobadas

6.7 Guías de exploración

6.7.1 Estructura y características del terreno

El ambiente geotectónico favorable, para los depósitos del tipo Sierran-Kuroko son los arcos de islas. Los yacimientos estudiados están situados en dos arcos (Macuchi y Alao), pero pudieran existir yacimientos de este tipo en otros arcos (Salado). También hay que considerar que los yacimientos estudiados están en las unidades geológicas que representan el arco propiamente dicho (Unidades Macuchi y Alao-Paute), pero que este tipo de depósitos también pueden presentarse en las cuencas marginales de los arcos (por ejemplo, las unidades Maguazo y El Pan del Terreno Alao).

Las edades de los arcos de islas no tienen influencia para la posible existencia de mineralizaciones del tipo VHMS.

La identificación de los rasgos primarios que acompañan a los sistemas mineralizantes es difícil a causa de la deformación y el metamorfismo sobreimpuestos. Pero los rasgos estructurales definidos en este estudio pueden ser de gran ayuda para la localización de nuevos depósitos. Así en ambas cordilleras se ha podido establecer una correspondencia entre estructuras con continuidad de decenas de kilómetros y los depósitos, y además estas estructuras son identificables en los estudios realizados mediante sensores remotos.

A escala más local hay que indicar que los horizontes estratigráficos favorables suelen contener más de un depósito o grupo de depósitos. El principal problema en este sentido es la falta de cartografía geológica más detallada, que permita establecer los niveles favorables y su geometría y estructura. A pesar de ello, en la Cordillera Real la intensa deformación de la Zona de Cizalla de Baños ha comprimido y paralelizado los niveles estratigráficos con la dirección de la banda de cizalla, esto puede permitir asimilar la dirección estructural andina con la dirección de los niveles fértiles, facilitando por tanto la exploración en este sector. Las estructuras de falla que han podido relacionarse con los depósitos son de carácter regional y no se han podido identificar fallas locales que tengan influencia en los criterios de exploración. Únicamente la presencia de fallas locales con movimientos no muy grandes ha de ser considerada a escala local para la búsqueda de nuevas reservas, ya que estas fallas pueden haber desplazado en diferentes sentidos los niveles favorables.

6.7.2 Mineralización y alteración

Los sulfuros masivos relacionados con volcanitas suelen presentarse en grupos en radios de unos 10 km y el número de depósitos medio es de 5. Esta característica hace que la existencia de una masa de sulfuros sirva de guía de exploración para nuevos cuerpos próximos.

Una característica litológica muy general en los VHMS es la presencia de pizarras negras rodeando los cuerpos masivos. En los casos estudiados no se ha cumplido este rasgo, pero pudieran encontrarse otros sulfuros masivos relacionados con pizarras grafitosas.

Hemos visto que no se han podido identificar los diferentes tipos de asociaciones de alteración relacionados con los VHMS. Pero si se ha identificado una alteración intensa (aunque con extensiones variables) de muro del depósito. Esta asociación de sílice + sericita + pirita ± clorita permite identificar la situación de los sistemas hidrotermales mineralizantes, con un desarrollo de unas 10 veces más extenso y potente que los propios cuerpos de sulfuros. Por tanto, la existencia de estos grandes halos de alteración estratoconforme están marcando el nivel de muro de la mineralización masiva.

Aunque no se haya identificado hasta ahora, deberían de encontrarse las asociaciones de alteración del "stockwork", en particular la de sílice + clorita ± sericita.

Al estar relacionada con el "stockwork" de Cu ± Au puede ser un interesante indicio prospectivo.

Las zonaciones minerales dentro del cuerpo de sulfuros masivos que son típicas de estos depósitos no se han encontrado en ninguno de los estudiados. La intensa deformación ha de ser la causa de esta ausencia y no parece probable que se vaya a encontrar en otros depósitos igualmente deformados.

6.7.3 Características geofísicas y geoquímicas

Los estudios geofísicos realizados no parecen haber dado buenos resultados hasta el momento. El mejor método para los VHMS es la gravimetría, pero el fuerte relieve de los Andes Ecuatorianos impide su uso. La magnetometría puede ayudar en la identificación de rasgos estructurales que pueden ser convenientes para la exploración. Los métodos electromagnéticos han sido poco útiles dada la escasez de pirrotina. No obstante, el nivelillo de magnetita encontrado en Las Pilas puede ser una firma magnética que permita el reconocimiento de depósitos similares, especialmente con métodos aerotransportados que permiten solventar las dificultades de acceso que presentan muchas áreas de ambas cordilleras.

Los depósitos de sulfuros masivos expuestos en el Distrito La Plata producen anomalías geoquímicas fuertes en sedimentos fluviales con trenes de dispersión significantes por los elementos Cu, Pb, Zn, Ag y Au.

7

DEPÓSITOS DE PÓRFIDO DE COBRE

7.1 Introducción

Depósitos de pórfido de cobre son depósitos minerales grandes con el Cu ampliamente disperso y de bajo grado y asociados con rocas intrusivas intermedias a félsicas, comúnmente porfídicas. Lowell (1974) sugirió que estos depósitos deberían tener al menos 20 millones de toneladas con un mínimo de 0.1% de cobre para ser llamados un pórfido de cobre. Precisamente son los grandes tonelajes y la minería de bajo costo lo que los convierte en blancos atractivos para las compañías mineras. Los depósitos gigantes típicos de pórfido de cobre (Bingham Canyon, USA; Chuquicamata, Chile) tienen reservas de 1.5-3 mil millones de toneladas con 0.8-2.0% de Cu que pueden producir eventualmente 30 millones de toneladas de cobre metal.

En el Volumen 4 se detallan varias contribuciones y propuestas de modelos para el conocimiento de la génesis de los sistemas de pórfido de Cu.

Las contribuciones más recientes son los modelos descriptivos de Cox (1986) y Panteleyev (1995). Los perfiles de los Depósitos Minerales de Pórfido se pueden obtener en la página web: *http//www.em.gov.bc.ca/geology/Economic%20geology/Metall*. La ley y tonelaje de los depósitos de pórfido de cobre de la Columbia Británica, Canadá y Alaska, USA pueden ser consultados en la página web: *http://greenwood.cr.usgs.gov/pub/open-file-reports/ofr-93*.

Según McMillan & Panteleyev (1988) las características geológicas generales de los depósitos de pórfido de cobre son las siguientes:

- Están espacial y genéticamente relacionados con intrusiones ígneas.
- Las intrusiones son generalmente félsicas, pero con un amplio rango composicional.
- Las intrusiones son epizonales e invariablemente porfídicas.
- Se caracterizan por eventos intrusivos múltiples, enjambres de diques, brechas intrusivas y diques de cantos.
- El encajante de estas intrusiones puede ser cualquier tipo de roca, desde equivalentes extrusivos co-magmáticos a rocas de caja no relacionadas.
- Las intrusiones y las rocas de caja envolventes están intensamente fracturadas.
- La mineralización y la alteración forman amplias zonas con cambios laterales.
- La alteración supergénica puede producir zonado vertical con formación de sombreros de lixiviación y zonas de enriquecimiento secundario que pueden ser críticas para la economía de la explotación.

7.2 Clasificación descriptiva

Los pórfidos de cobre normalmente son divididos de acuerdo con:

(i) Sus principales productos que son cobre, cobre y molibdeno o cobre y oro.

(ii) Su situación tectónica que es isla volcánica oceánica o arco magmático de margen continental.

(iii) La serie composicional magmática en la que están alojados que puede ser alcalina (gabro o sienita) o calco-alcalina (diorita a cuarzomonzonita).

(iv) Su morfología que ha sido descrita como clásicos, volcánicos y plutónicos.

La mayoría de estos rasgos comparten una génesis común y se puede hacer una división entre:

- Sistemas de pórfido de arco de islas que están típicamente asociados con las series magmáticas alcalinas, caracterizados por una asociación de Cu-Au con Mo despreciable y son principalmente del tipo volcánico.

- Sistemas de pórfido de margen continental que, en contraste, están generalmente asociados con miembros más diferenciados de las series magmáticas calco-alcalinas, caracterizados por Cu-Mo, mientras que el oro es menor o despreciable y tienden a formarse a niveles más profundos (hipoabisales a plutónicos).

También hay diferencias significativas en la geometría del cuerpo mineral, razones iniciales de Sr, tipos de alteración, contenidos en sulfuros, razones Fe:Cu, etc. Sin embargo, la posible variación interna dentro de estos dos grupos principales y la acreción e incorporación tectónica de asociaciones de arco de islas en los collages de margen continental puede difuminar muchos de estos rasgos diagnósticos característicos. Donde los terrenos de arco de islas oceánico han sido acrecionados a márgenes continentales activos, como es el caso de Ecuador, pueden formarse sistemas de pórfido de Cu-Au del tipo arco de islas. Además, los pórfidos de cobre de margen continental emplazados en un ambiente geotectónico complejo que incluye corteza oceánica pueden tomar algunas de las características de los sistemas de pórfido de arco de islas.

Los depósitos de cobre de arco de islas oceánico, conocidos también como depósitos de pórfido de Cu-Au alcalinos (Panteleyev, 1995) o pórfidos de cobre dioríticos han sido descritos por Barr et al. (1976), Lang et al. (1993) y Mutschler & Mooney (1995). Estos depósitos tienen los rasgos morfológicos característicos de los tipos volcánicos (ver Tabla 7.1), por ejemplo, pequeños cuerpos intrusivos de alto nivel, complejos de diques emplazados contemporáneamente con pilas volcánicas cogenéticas, asociación frecuente con brechas hidrotermales o de explosión, etc. Están caracterizados por vetillas de sulfuros y magnetita hidrotermal y "stockworks"; y ausencia de vetas de cuarzo. La mineralogía de la roca de caja y de la ganga comúnmente contiene minerales calco-silicatados de alta temperatura y hay una asociación cercana con los skarn de cobre y con los mantos, reemplazamientos y brechas de metales básicos y preciosos. La alteración comprende comúnmente una zona temprana central potásica con feldespato K y abundante biotita secundaria que pasa hacia fuera a zonas marginales extensas propilíticas. Esta asociación de alteración antigua puede estar sobreimpresa por alteración fílica y, menos frecuentemente, por fílica-argílica. La zonación metálica es obvia y en las partes centrales de las zonas mineralizadas parece tener mayores razones Au/Cu que en los márgenes. La lixiviación y el enriquecimiento supergénico están generalmente ausentes o pobremente desarrollados.

Tabla 7.1. Clasificación de depósitos cordilleranos de acuerdo con su morfología

Clase	Volcánico		Calcoalcalino Clásico (hipoabisal)	Plutónico
Ambiente	Alojado en secuencias volcánicas máficas a intermedias intruidas por plutones comagmáticos alcalinos o calco-alcalinos (suite diorítica o shoshonítica). El magmatismo produce asociaciones intrusivas/extrusivas consanguíneas e íntimamente asociadas. La reconstrucción de las formas volcánicas, depósitos proximales cercanos a la boca y centros intrusivos subvolcánicos es usualmente posible o puede ser inferida. La profundidad de la mineralización es 0.5-10 km y está asociada principalmente con el desarrollo de brechas en estratos permeables. Los depósitos Cordilleranos son de edades mesozoicas a cenozoicas inferiores principalmente		Asociado con stocks sinorogénicos intruyendo rocas no relacionadas; las pilas volcánicas comagmáticas están rara vez preservadas. Emplazamiento somero (1-2 km). Los depósitos cordilleranos son principalmente de edades mesozoicas a cenozoicas	Se encuentran en grandes plutones o batolitos emplazados en o cerca de, rocas volcánicas. Estos cuerpos están inmovilizados a niveles relativamente profundos (2-4 km) pero los diques y brechas relacionados pueden alcanzar niveles someros. Los depósitos cordilleranos son principalmente mesozoicos a cenozoicos inferiores
Plutones	Hojas de alto nivel, diques y pitones asociados con plutones mesozonales infrayacentes o pequeños batolitos	Múltiples intrusiones de hojas pequeñas a muy pequeñas, diques y pitones (0.2-10 km^2) con mucha variación textural. Diversos tipos de brechas intrusivas	Múltiples fases emplazadas en intrusiones porfídicas cilíndricas sucesivamente menores (0.5-2 km^2); numerosos diques pre-, intra- y post- minerales situados a baja profundidad	Intrusiones batolíticas (>100 km^2) con rocas porfídicas a faneríticas de grano grueso con enjambres locales de diques porfídicos pre- a post- mineralización
Control estructural	Centros intrusivos controlados estructuralmente. Las rocas intrusivas de alto nivel invaden las bocas volcánicas y las zonas de falla	Situadas en bocas volcánicas, zonas de falla y fracturas radiales	Pasivo, la estructura no necesita ser significativa; muchos stocks en intersecciones de fallas regionales	Emplazamiento pasivo a forzado; los pulsos magmáticos y la diferenciación ocasionan una fase interna neta o gradacional
Brechas	Las brechas volcánicas e intrusivas son frecuentes y están generalmente mineralizadas	Frecuentes y diversas: tefra piroclástica primaria, pseudobrecha de alteración, aglomerados de boca, brechas de explosión e ígneas. Las brechas mineralizadas son características; algunas contienen magnetita o turmalina	Abundantes y características; las diatremas argílicas post-mineralización son frecuentes. Otros tipos presentan brechas de colapso, intrusivas y caparazón o de stopping. Las brechas tempranas pueden estar mineralizadas	Comunes en asociación con enjambres de diques porfídicos tardíos. Las brechas son pre-, intra- y post-mineralización; algunas contienen especularita y turmalina
Alteración	Potásica localmente intensa a pneumatolítica; biotita temprana hidrotermal superimpuesta por propilítica después por sódica y/o potásica (albita-feldespato-K) y raramente alteración de escapolita	Propilítica generalizada y frecuentemente flanqueando alteración potásica temprana situada en el centro que es más restringida, pero puede ser más intensa. Está centrada en zonas de alta permeabilidad. Similar a los depósitos clásicos con pequeñas zonas núcleo potásicas y caparazón localmente fílico y/o argílico	Potásica, fílica y propilítica desarrolladas universalmente como caparazones anulares de las intrusiones; argílica de importancia variable. El desarrollo temprano de la biotita puede ser parte de la corneana isoquímica	Fílica, fílica-argílica y propilítica como mejor desarrolladas; potásica local. Controlada por fracturas a penetrativa, comúnmente como envolturas de alteración en fracturas y vetas multiestadio. Centradas en cuerpos minerales, pero con patrones de zonado complicados por superimposición
Cuerpos minerales	Generalmente depósitos de Cu-Au en brechas intrusivas o en roca de caja intensamente fracturada; algunos remplazan estratos porosos. Magnetita-apatito de origen magmático localmente presente como vetas o relleno de brechas. Zonas de calcopirita ± magnetita y bornita pasando hacia afuera a un halo pirítico	Generalmente depósitos de Cu-Mo íntimamente asociados a brechas y rocas intensamente alteradas. Los cuerpos son lensoidales a irregulares con algún control estratigráfico preferencial. La mayoría contienen calcopirita con rara bornita o molibdenita como relleno "seco" de fracturas. Sin zonas obvias	En los márgenes y adyacentes a intrusiones como caparazones anulares o sombreros de domo con zonado lateral pronunciado. Pirita ubicua, el núcleo débilmente mineralizado está rodeado por zonas con molibdenita, calcopirita y finalmente un halo pirítico	"Stockworks" de vetas amplias y difusas; algún control de brechas; algunas fallas mineralizadas; sulfuros relativamente escasos. Zonas evidentes con contenido en Fe aumentando hacia fuera de bornita a calcopirita a pirita; distribución variable de la molibdenita. Algunos depósitos tienen núcleo de baja ley rico en cuarzo
Ejemplos	Ok Tedi, Papua New Guinea; Copper Mountain, BC, Canadá	Red Mountain, Arizona, USA; Far Southeast, Mankayan, Filipinas	Bingham Canyon, Utah, USA; Cerro Colorado, Panamá	Butte, Montana, USA; Chuquicamata, Chile

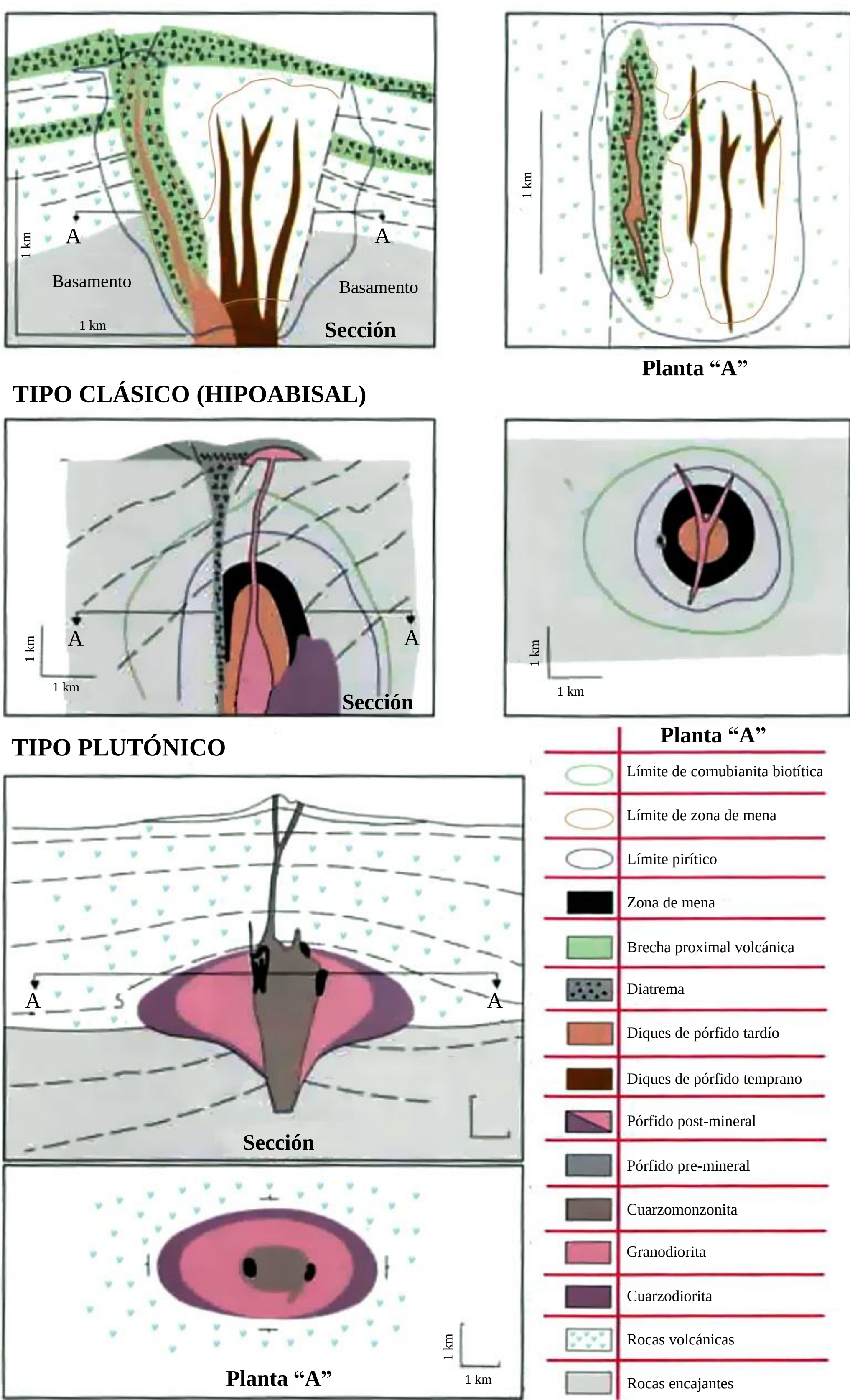


Figura 7.1 Modelos de los tres tipos de pórfidos de cobre (modificado de Sutherland Brown, 1976)

Los depósitos de pórfido de Cu ± Mo ± Au calco-alcalinos (Panteleyev, 1995) son típicos de los arcos volcano-plutónicos de margen continental, pero pueden producirse también en ambientes de arco de islas oceánico. El rango de intrusiones es desde faneríticos de grano grueso a stocks porfídicos, batolitos, complejos multi-plutónicos y enjambres de diques. Las composiciones generalmente varían de cuarzodiorita a cuarzomonzonita o granito y los depósitos de cobre están relacionados generalmente con las fases magmáticas más diferenciadas. No obstante, en algunos distritos las intrusiones mineralizantes y no mineralizantes son prácticamente idénticas. La sola diferenciación no lleva a la formación de un depósito de pórfido de cobre: los contenidos en volátiles y metales residuales también tienen un papel importante en cuanto el magma va a generar mineralización. Los depósitos cordilleranos se subdividen comúnmente de acuerdo con su morfología en tres clases – volcánicos, clásicos (o hipoabisales) y plutónicos – (Sutherland Brown, 1976; McMillan & Panteleyev, 1988). Esta clasificación (ver Tabla 7.1) se relaciona con la profundidad de formación que varía desde tan somera como 500 metros a tan profunda como 5 km bajo la superficie. Para detalles de los rasgos que distinguen estas tres clases de depósitos de pórfido de cobre y de algunos de los ejemplos de clase mundial, consúltese la Tabla 7.1

El modelo genético propuesto por Gustafson & Hunt (1975) para el emplazamiento y formación de los depósitos de pórfido de cobre es como sigue:

(i) Separación de los fluidos magmáticos e introducción metasomática simultánea de cobre y otros metales, sulfuros y álcalis en los pórfidos y las rocas de caja (vetas A y B).

(ii) Establecimiento y colapso interior de un sistema convectivo de aguas subterráneas, que reaccionan con las rocas mineralizadas que se enfrían (vetas D).

El primer estadio es esencialmente ortomagmático, con la componente magmática constituyendo hasta el 95% del fluido hidrotermal. La salinidad es relativamente alta (ej. >15 wt% NaCl equivalente) y la temperatura de los fluidos varía de magmática (>800°C) hasta 400°C Existe también una entrada periférica de agua meteórica. Los sistemas ortomagmáticos se caracterizan por un núcleo potásico rodeado por un caparazón de alteración propilítica con estrechas zonas de alteración fílica en el área de interacción entre los fluidos magmáticos y meteóricos.

El segundo estadio involucra circulación convectiva de agua meteórica en celdas de hasta 2 km sobre la intrusión y 5 km lateralmente. La salinidad total es baja o moderada (ej. <15 wt% NaCl equivalente) y aunque las temperaturas pueden alcanzar brevemente 450°C, caen bruscamente a <300°C. Estas temperaturas inferiores se mantienen por un gran lapso de tiempo. Los sistemas convectivos están dominados por alteración fílica con propilítica periférica alrededor de una zona de núcleo potásico restringida y parcialmente obliterada.

La mayoría de los depósitos combinan elementos tempranos ortomagmáticos y alteración/mineralización convectiva posterior. Los problemas para deducir todos los eventos y su secuencia son ocasionados por los episodios sobreimpuestos más jóvenes que comúnmente enmascaran a los más antiguos. Estas complicaciones hacen que los modelos estáticos de estadio final, como los mostrados en la Fig. 7.1, sean inadecuados para describir los sistemas de pórfidos. En la Fig. 7.2 McMillan & Panteleyev (1989) han dividido la evolución de un sistema hidrotermal de pórfido en cuatro estadios transicionales principales basándose en la descripción de El Salvador de Gustafson & Hunt (1975). Los estadios 1 y 2 son procesos ortomagmáticos, mientras que los estadios 3 y 4 se relacionan con el establecimiento y eventual decaimiento de un sistema convectivo dominado por aguas meteóricas. Las variadas características de un depósito de pórfido de cobre reflejan las diversas influencias de cada uno de los cuatro estadios. No todos los estadios se desarrollan, ni son de igual importancia. Varios factores, como el tipo de magma, el contenido en volátiles, la abundancia de metales y elementos mineralizantes en los fluidos derivados del magma, el número, tamaño, secuencia y profundidad de emplazamiento del sistema porfídico mineralizado, variaciones en la composición y fracturación de la roca de caja, gradientes de presión y temperatura, contraste de densidades entre los fluidos y su proporción de mezcla, todos contribuyen a hacer cada depósito único en detalle. En general a mayor profundidad de emplazamiento de un pórfido mineralizante, más despacio se enfriará, menos proceso telescópico habrán sufrido los gradientes de temperatura y los patrones de mineralización y, más débiles serán los efectos causados por las aguas subterráneas. Aunque es necesario tener precaución en la aplicación de cualquier modelo de clasificación según la profundidad de emplazamiento y el grado de influencia de la convención meteórica (o en qué punto del continuo ortomagmático-convectivo se paró un sistema concreto), estos aportan una base útil sobre la que los modelos genéticos más sofisticados aportan otros rasgos como el ambiente tectónico, la geología y la geoquímica.

7.3 Depósitos de pórfido de cobre de los Andes e implicación de la tectónica de placas

Los países andinos cuentan con un 40% estimado de las reservas de cobre del mundo y un 97% de la producción andina de cobre y de las reservas conocidas en depósitos directamente relacionados con intrusiones. Preeminentes a lo largo de todos los Andes son los depósitos de pórfido de cobre y su importancia económica, junto con los skarns, vetas, brechas y reemplazamientos con enargita relacionados, es innegable.

La cadena andina ha sido reconocida desde hace tiempo como un ejemplo clásico de un margen continental activo con la subducción de la placa oceánica Pacífica bajo el continente Sudamericano. La relación espacial y genética entre los depósitos de pórfido de cobre y el magmatismo relacionado con la subducción y la convergencia de bordes de placas es generalmente aceptada. Es por tanto pertinente considerar las implicaciones espacio-temporales regionales.

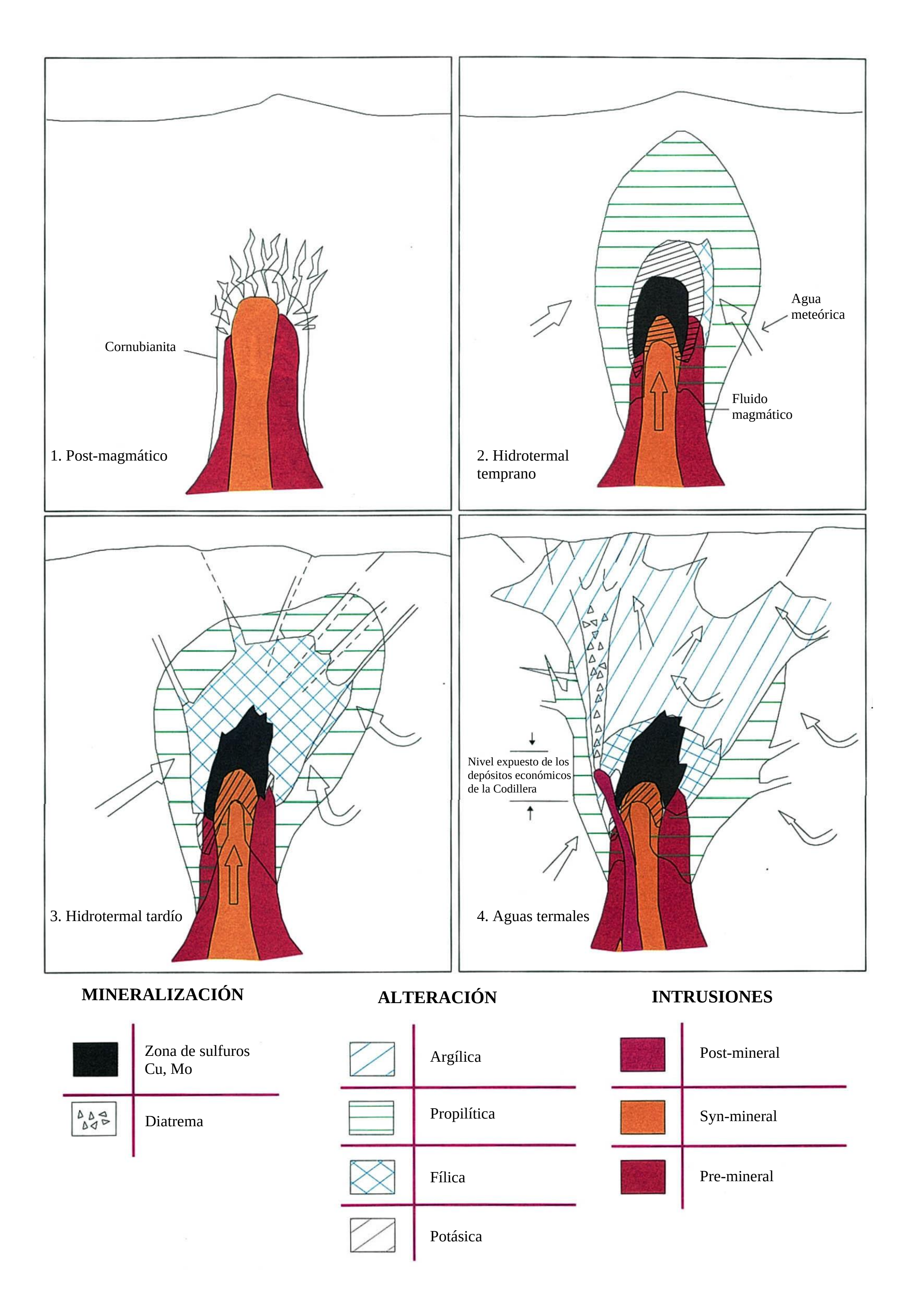


Figura 7.2 Modelo mostrando cuatro estadios de mineralización/alteración de un sistema porfídico (tomado de McMillan y Panteleyev (1988) después de Gustafson y Hunt (1975))

En una revisión de las épocas de mineralizaciones de cobre relacionadas con intrusiones en los Andes, Sillitoe (1988) concluye que hay hasta nueve épocas de mineralización de cobre (tres durante el Cenozoico y al menos seis pre-cenozoicas) identificables en los Andes Centrales y del Sur, y al menos cuatro en relativamente diferentes épocas en los Andes del Norte en Colombia. Cada época coincide con un sub-cinturón linear discreto, que en los Andes Centrales y del Sur puede extenderse por más de 2000 km. Además, ha sido destacado que más del 90% de las reservas de cobre andinas, la mayoría depósitos de pórfido, están confinadas en tres sub-cinturones cenozoicos, del Paleoceno al Eoceno Inferior (66-52 Ma), del Eoceno Superior al Oligoceno inferior (42-31 Ma) y del Mioceno Medio al Plioceno Inferior (16-5 Ma), en el Sur de Perú y en Chile.

En los Andes Centrales y del Sur los sub-cinturones de cobre se vuelven progresivamente más jóvenes hacia el Este como efecto del régimen tectónico compresivo impuesto en la sobrecubierta placa Sudamericana, seguido de la apertura en el Cretácico Medio (ca. 110 Ma) de la cuenca del Atlántico Sur. Un contrastado patrón de migración de los sub-cinturones de cobre es reconocible en los Andes del Norte donde se piensa que un cambio hacia el sur del Cretácico Inferior al Eoceno Inferior ha sido causado por la acreción oblicua de terrenos oceánicos autóctonos al margen continental (McCourt et al., 1984; Aspden & McCourt, 1986; Litherland & Aspden, 1992). Desde el Eoceno Medio al Pleistoceno hubo una progresión hacia el Este comparable a la que es característica de gran parte de los Andes Centrales y del Sur. El desplazamiento hacia tierra mostrado por el sub-cinturón del Mioceno Medio-Superior probablemente fue debido al mismo incremento en la razón de convergencia que afectó profundamente a los Andes Centrales en esa época (Sillitoe, 1988).

La distribución de los sub-cinturones de cobre refleja la fragmentación tectónica de los Andes. Las deflexiones de Huancabamba y Abancay definen tres segmentos de primer orden en las latitudes 5°S y 14°S, respectivamente. Cada segmento está caracterizado por una historia de subducción diferente y consecuentemente un patrón espacio-temporal diferente de intrusiones y mineralizaciones de cobre.

En el segmento de los Andes del Norte (Norte de la deflexión de Huancabamba), que se extiende desde el Sur de Ecuador hasta el istmo de Panamá y el occidente de Venezuela, Sillitoe (1988) siguiendo Sillitoe et al. (1982), ha distinguido tentativamente en Colombia cuatro épocas y sus correspondientes sub-cinturones de mineralización de pórfido de cobre (Fig 7.3).

Éstas son:

(i) Un sub-cinturón occidental del Eoceno Inferior-Medio (55-44 Ma) que puede ser seguido desde el Este del Istmo de Panamá hacia el Sur a lo largo del lado Oeste de la Cordillera Occidental hasta el NW del Ecuador, donde se han obtenido edades del Eoceno medio-superior (45-40 Ma) (Van Thournout et al., 1990).

(ii) Un sub-cinturón oriental generado durante el Jurásico Medio-Superior (166-144 Ma) en un dominio continental subyacido por elementos del Escudo guyanés, a lo largo de la Cordillera Oriental que puede ser seguido hacia el Norte dentro de Venezuela. Los batolitos expuestos en las sierras subandinas del Ecuador, y particularmente el Batolito de Zamora en la esquina SE del país (ver Volumen 5) representan la continuación hacia el Sur de este sub-cinturón.

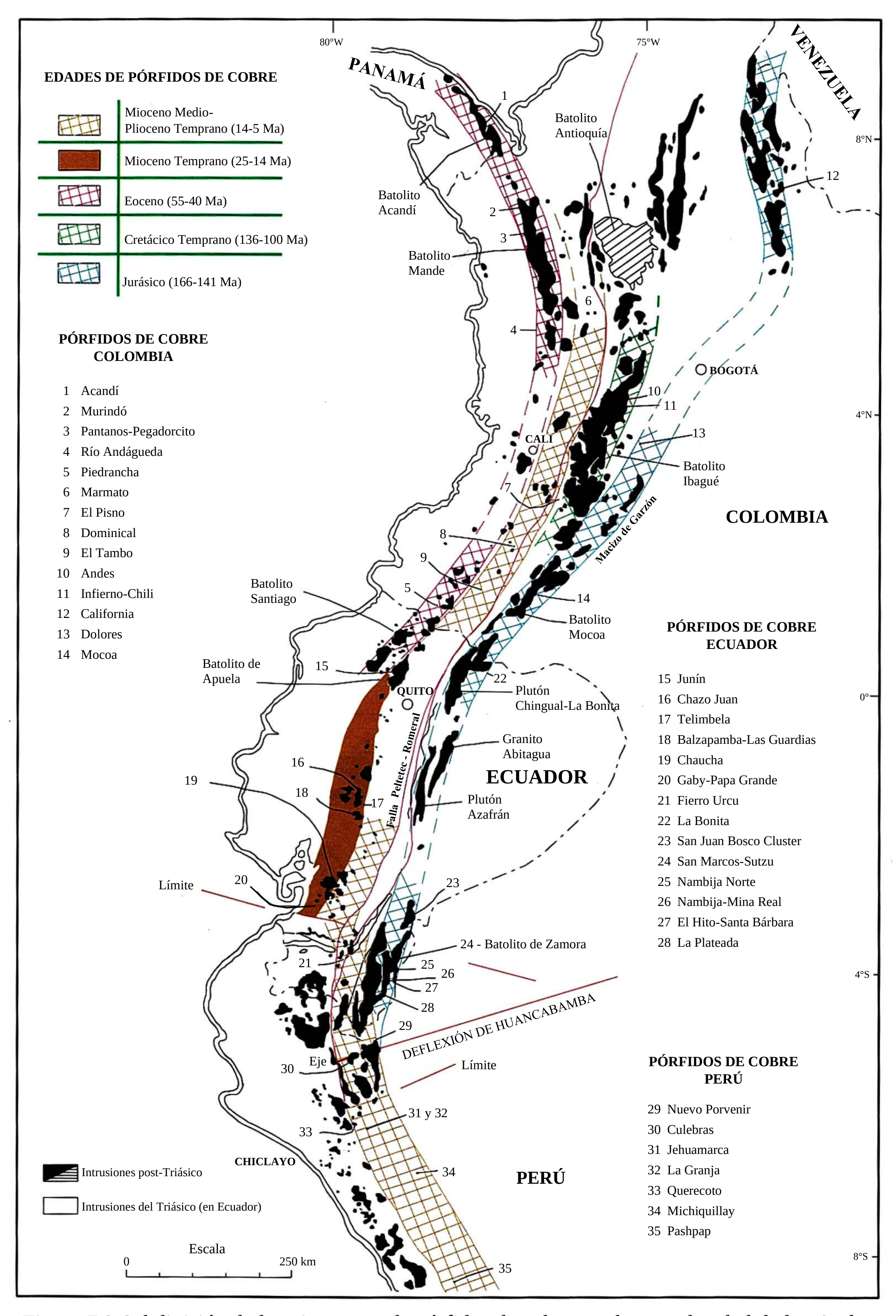


Figura 7.3 Subdivisión de los cinturones de pórfidos de cobre con base en la edad de los Andes, desde Perú hasta el Mar Caribe. Compilación basada en Sillitoe et al. (1982), Sillitoe (1988) e información de los proyectos de la Cordillera Real y de PRODEMINCA – Subcomponente 3.3 (PICG)

(iii) Un sub-cinturón central-oriental escasamente definido del Cretácico Inferior (136-131 Ma) a lo largo del lado Este de la Cordillera Central que en el Sur se junta con la Cordillera Oriental y el sub-cinturón oriental. Este sub-cinturón está también sobre basamento continental y ampliamente representado en los prospectos Andes e Inferno-Chili en el Batolito Ibagué.

(iv) Un sub-cinturón central formado durante el Mioceno Medio al Plioceno inferior (17-5 Ma) y en el contacto entre los dominios oceánico y continental en la Depresión Cauca-Patía y sus flancos. El margen oriental de este cinturón coincide, más o menos, con la Falla Peltetec-Romeral. Este sub-cinturón se ha trazado tentativamente hacia el Sur, en Ecuador, a lo largo del Graben Interandino, bajo el relleno Plio-Pleistoceno y después continúa hasta el bloque de basamento de El Oro. Este cinturón muestra un salto lateral izquierdo en la Falla del Jubones. El desplazamiento total puede ser dividido entre los sistemas de fallas de Jubones y Piñas-Portovelo.

El prospecto de pórfido de cobre Fierro Urcu está situado en un corto sub-cinturón separado en un segmento anómalo asociado con la deflexión de Huancabamba o representa la continuación hacia el Norte del sub-cinturón del Mioceno Medio al Plioceno Inferior de Perú.

Dentro de Ecuador todos los depósitos de pórfido de cobre datados al Oeste de la Falla Peltetec-Romeral dan edades terciarias superiores. Las edades K-Ar de la década pasada indican que puede ser posible subdividir esta amplia zona en dos sub-cinturones separados a lo largo de la línea de los sistemas de fallas Pujilí-Cauca y Bulubulu. El sub-cinturón del Mioceno Medio al Plioceno Inferior está entre el dominio continental del Terreno Chaucha y el segmento Mulaute del Terreno adyacente de Pallatanga y aloja pórfidos de Cu + Mo ± Au (ej. Junín y Chaucha: 13-5 Ma). Los terrenos oceánicos Pallatanga-Macuchi más al Oeste, sin embargo, alojan pórfidos de Cu + Au ± Mo de edad miocena inferior a media (grupo Gaby y Telimbela-Balzapamba: 21-15 Ma) con plutones precursores con un rango de edad desde el Oligoceno Inferior. Se requieren edades más precisas para que esta hipótesis pueda sostenerse, pero, a pesar de ello, la posición del propuesto sub-cinturón del Mioceno Medio-Inferior es coherente con el patrón general de migración de los sub-cinturones de cobre.

7.4 Pórfidos de los sub-cinturones central-occidental de Ecuador. Distritos Azuay e Imbaoeste

El sistema de pórfido de Cu-Mo Chaucha (Tabla 7.2 No. 46) es del tipo plutónico inmaduro con zonación de alteración asimétrica bien definida. La mineralización porfídica está alojada en un plutón diorítico del batolito cuarzodiorita-tonalita-granodiorita de Chaucha (≥13 Ma) y específicamente localizada alrededor de los contactos con las intrusiones de pórfidos de cuarzo dacíticos posteriores y, dentro de apófisis cuarzo-dioríticos y cuerpos de brechas (12-10 Ma). La asociación intrusiva que aloja la mineralización está situada en el basamento metamórfico. La mineralización en vetas y "stockworks" predomina en la zona central de Cu de Naranjos, mientras el interior de algunas zonas satélites consiste exclusivamente de sulfuros diseminados. Caparazones anulares de mena alrededor de un núcleo de alteración potásica estéril incluyen una zona de transición potásica-fílica con calcopirita-bornita-molibdenita-pirita que pasan hacia fuera a una asociación de pirita-calcopirita-molibdenita en el exterior de la zona fílica y luego pirita-calcopirita-galena en la zona propilítica periférica.

Tabla 7.2 Perfiles descriptivos de los pórfidos Chaucha, Junín y Gaby-Papa Grande

Nombre	Gaby-Papa Grande (Nos. 208 & 214-216)	Chaucha (No. 46)	Junín (No. 6)
Ubicación	3 km de NE de Ponce Enríquez; 35 km NE de Máchala, Distrito Ponce Enríquez	6.5 km ESE del Carmen de Pijilí; 36 km SE de Naranjal, Distrito Chaucha	10 km NNW de García Moreno; 47 km WNW de Otavalo, Distrito Imbaoeste
Altura	Techo del pórfido Gaby ca. 500 msnm. Techo del pórfido Papa Grande ca. 800 msnm	Techo del cuerpo ca. 2200-2500 msnm	Techo del cuerpo llega a ca. 2600 msnm. Techo de la mineralización 2000-2200 msnm
Metales económicos	Oro, plata	Cobre, molibdeno	Cobre, molibdeno
Litología encajante	Pórfidos de hornblenda y/o feldespato y/o cuarzo de composición tonalítica (dacita) a cuarzo-diorita	Pórfidos de cuarzo y hornblenda de composición granodiorita (dacita)	Granodiorita y pórfidos de plagioclasa y/o cuarzo de composición granodiorita a diorita
Edad de mineralización	Mioceno Temprano (19.3 ± Ma)	Mioceno Tardío (9.77-12.0 Ma)	Mioceno Tardío (5.81-7.88 Ma)
Entorno geológico	Complejo intrusivo de varios cuerpos de pórfido (granodiorita a cuarzo diorita de tipo I) y brechas los cuales están intruidos dentro una secuencia basáltica de la Unidad Pallatanga de edad Cretácico Medio-Temprano. Siete fases de intrusión identificadas	Batolito Chaucha (tonalita/cuarzodiorita-diorita) el cual está intruido dentro de un basamento metasedimentario siliciclástico metamórfico de edad Triásico Tardío y superpuesto por volcanitas calco-alcalinas subaéreas del Grupo Saraguro de edad Terciario Medio-Tardío.	Batolito Apuela-Nanegal (granodiorita-tonalita hornbléndica) de edad 13-17 Ma el cual está intruido dentro de una secuencia metasedimentaria siliciclástica y volcanoclástica (Formaciones Cayo y Mulaute) de edad Cretácico Medio-tardío y antiguamente designado como parte del Grupo Macuchi
Marco tectónico	Terreno oceánico fragmentado por fallas de rumbo NW (componente de movimiento dextral pre-cenozoico y sinistral durante el Cenozoico), E-W (movimiento normal-sinistral) que separa dominios de diferentes niveles estructurales entre Gaby y Papa Grande y, NNE a lo largo de la cual se han emplazado diques de pórfido, y de N-S a NNW-SSE	Zona de falla Pallatanga-Bulubulu de rumbo NNE lo cual define el límite occidental del basamento metamórfico (corteza continental). Localización del plutón Chaucha sobre la Falla Chaucha de rumbo E-W.	Terreno de depósitos flyschoides entre la Unidad Pallatanga (corteza oceánica) de edad Cretácico Medio-temprano y el Grupo Macuchi (terreno de secuencia de cuenca marginal de edad Paleoceno a Eoceno Medio. Las estructuras principales y eje del batolito se orientan en dirección N-S y NNE-SSW. Fallas extensionales y diques de pórfido tienen un rumbo predominante ENE-WSW. Otras direcciones preferenciales son NW-SE y N-S
Rocas asociadas	Cuerpos de brecha intrusiva, ortomagmática e hidrotermal. Pequeños tachones y diques de pórfido hornbléndico y microdiorita del rumbo dominantemente NE	Cuerpos de brecha intrusiva e hidrotermal ("crackle breccias")	
Geometría	Pórfido de Gaby tiene una forma irregular con dimensiones máximas de 1.5×1.5 km. Cuerpos de pórfido feldespático en el sector de Guadalupe en el lado meridional están alargados WNW-ESE. Cuerpo mineralizado tiene la forma de un donut abierto al este y en profundidad. El pórfido de Papa Grande está alargado E-W y el margen lineal septentrional controlado por la Falla Guanache. Este cuerpo está bordeado, parcialmente incorporado y hacia arriba pasa a brecha magmato-hidrotermal polimíctica de exocontacto (Brecha Cuy). Dimensiones del pórfido/brecha: 0.9×0.7 km	Dos cuerpos de pórfido que se podrían unificar en profundidad. Pórfido de Tunas es alargado NW-SE con dimensiones de ca. 3×1.0 km y el margen SW controlado por Falla Pita. Pórfido de Gur Gur es alargado NE-SW con dimensiones de ca. 2×0.8 km y el margen SE controlado por Falla Ñag. Depósito principal de Naranjos está ubicado entre los dos pórfidos y es semielíptico en planta con dimensiones ca. 1.5×0.5 km	Plutón subcircular de granodiorita el cual constituyó el huésped tiene dimensiones 2.5×2 km. Numerosos mantos o diques de pórfido granodiorítico los cuales controlan la distribución de la mineralización intruyen en granodiorita. Estos cuerpos de pórfido son lenticulares, miden hasta 120 m de potencia y tiene rumbo ENE-WSW con buzamiento SSE 25-65°. Algunos están duplicados por fallas subparalelas, pero de más bajo ángulo de inclinación. Las zonas de mineralización tienen la misma orientación.
Textura/Estructura	Stockworks de fracturas y vetillas de cuarzo y sulfuros con un rumbo dominante al NW. Vetas anchas de cuarzo y arsenopirita con un azimut NW. Chimeneas de brecha hidrotermal con mineralización de alto grado. Vetamiento complejo y de multietapa y a veces muestra deslizamiento o brechificación intermineral	Diseminaciones, cubiertas de fracturas y localmente "stockworks" de vetillas de cuarzo y sulfuros Mineralización de veta predomina dentro la zona cuprífera central de Naranjos mientras las zonas periféricas son exclusivamente diseminadas	Diseminaciones y "stockworks" de fracturas y vetillas de cuarzo y sulfuros
Mineralogía de mena	Dominado por pirrotina y/o pirita y localmente arsenopirita con menores cantidades de calcopirita, bornita, esfalerita, magnetita y minerales de Bi Minerales secundarios de cobre incluyen calcosina, covelina, cuprita y malaquita	Dominado por pirita, calcopirita, molibdenita y localmente bornita con menores cantidades de pirrotina, esfalerita, magnetita y hematita. Minerales secundarios de cobre incluyen calcosina, covelina, digenita, cuprita, tenorita, Cu nativo, malaquita y azurita.	Dominado por calcopirita y/o bornita con cantidades menores de molibdenita, pirita, tennantita y localmente esfalerita y rara enargita Minerales secundarios de cobre incluyen cuprita, digenita, covelina, calcosina y malaquita
Mineralogía de ganga	Cuarzo, carbonato, baritina, epidota, clorita, sericita, esmectita, turmalina, esfena y rutilo	Cuarzo, feldespato, moscovita-sericita, biotita, clorita, carbonatos, caolín y rutilo	Cuarzo, sericita ± calcita
Mineralogía de alteración	Secuencia compleja de alteración asociada con la mineralización. Tres etapas principales de alteración superpuestas tal que no hay zonación marcada. Primero fue alteración potásica (biotita y flogopita) omnipresente lo que afectó todas las fases de intrusión y brechificación aparte del último. También este tipo de alteración se extendió a lo largo de estructuras exocontactos. La segunda fase fue alteración sódica-cálcica (propilitización) caracterizada por la presencia de clorita, epidota, actinolita, albita, carbonato y sulfuros Esto fue controlado estructuralmente y está asociado con la mayor introducción del oro dentro los pórfidos y rocas encajonantes. La tercer y última fase de alteración fílica (sericita) fue volumétricamente restringida a zonas de vetamiento de arsénico. Silicificación y turmalinización son localmente importantes	Zonación de alteración concéntrica con un núcleo de alteración potásica caracterizado por biotita secundaria rodeado con una zona intermedia de alteración fílica caracterizado por cuarzo-sericita y una zona periférica de propilitización (clorita, epidota, carbonatos y pirita). Una zona argílica con minerales del grupo caolín está desarrollada entre las zonas fílica y propilítica y dentro áreas pobremente delineadas en otras zonas. Silicificación está localizada dentro de la parte interna de la zona propilítica y alrededor cuerpos de brecha turmalinizados NB: No hay datos del PIMA	Zonación de alteración concéntrica en relación a la mineralización. Alteración potásica (cuarzo, feldespato-K, biotita-flogopita y sericita-moscovita) corresponde a la zona fuertemente mineralizada en profundidad. Alteración fílica caracterizada por sericita, fengita y clorita está localizada alrededor la zona potásica y más hacia fuera de éstas está la zona de alteración propilítica (plagioclasa-clorita-epidota) en las partes exteriores. Silicificación fuerte acompañada con sericitización está presente en las zonas bien mineralizadas. El patrón de alteración en la superficie es de un área extensa de alteración fílica rodeado con una zona propilítica que también está preservada en restos erosionales alejados. Las crestas en la parte central muestran alteración argílica debido a la meteorización. Alteración potásica no está expuesta en la superficie
Meteorización	Zona de oxidación y enriquecimiento secundario 10-30 metros de profundidad. Vestigios de alteración supergénica hasta 150 metros	Zona de oxidación/lixiviación 30-40 metros de profundidad (máx. 100 m) localmente con un sombrero de hierro. Zona de enriquecimiento secundario 50-60 metros (máx. 100 m) con subzonas dentro del proto-mineral a profundidades más altas	Zona de oxidación comúnmente 20-40 metros de profundidad (máx. 90 m). Enriquecimiento secundario localmente "telescopado": profundidad máxima de 65 metros y espesor hasta 40 metros.
Dispersión geoquímica	Geoquímica de suelos y sedimentos fluviales indica una zona de rumbo NW con valores anómalos de Au, Cu, Te, Mo y Bi. Algo de dispersión aluvio-coluvial cuesta abajo No hay datos	Geoquímica de suelos muestra anomalías fuertes de Cu (0.1-0.5%) y Mo (>0.01-0.25%) sobre la zona fílica anillada alrededor de un núcleo potásico estéril. Anomalías de plomo y zinc arreglado concéntricamente exterior a la zona de cobre. Algo de traslape entre las anomalías Cu y Zn, pero hay una contra-relación entre Zn y Mo. Valores anómalos de Au, Ag y W asociado con las brechas y zonas de silicificación	
Depósitos relacionados	"Stockworks", brechas y vetas exocontactos del tipo meso-epitermal. Oro eluvial y aluvial.	Vetas y brechas auríferas del tipo meso-epitermal	No hay depósitos directamente relacionados pero el pórfido está ubicado sobre una faja de rumbo NE donde hay otros pórfidos con mineralización de "stockwork" polimetálica y vetas mesotermales de oro

Un estadio hidrotermal ortomagmático de nivel profundo establece la alteración potásica-propilítica y la mineralización diseminada zonada de Cu/Fe. La abundancia de magnetita hidrotermal y anhidrita sugiere que el magma estaba oxidado. Un levantamiento compresional rápido hace unos 10 Ma ocasionó una rápida descompresión, hidrofracturación e influjo masivo de aguas subterráneas en el sistema. La circulación convectiva dominada por fluidos meteóricos llevó al establecimiento de amplias zonas de alteración fílica, silicificación y mineralización en "stockwork" dentro de la cual los sulfuros de Cu removilizados se enriquecieron localmente. A continuación del levantamiento del Plioceno Superior y destechado del sistema porfídico, el sistema expuesto ha sufrido un grado variable de lixiviación supergénica y de enriquecimiento secundario a leyes de mena sub-económicas.

El sistema porfídico de Cu-Mo Junín (Tabla 7.2 No. 6), alojado dentro y relacionado genéticamente con el batolito granodiorítico Apuela-Nanegal (16 ± 3 Ma), es también del tipo plutónico, pero está emplazado a un nivel relativamente alto (hipoabisal). El sistema está situado en un enjambre de diques controlados por fracturas/fallas que buzan moderadamente y de hojas lenticulares y tiene una geometría tabular inclinada. Estas intrusiones tardías de pórfidos granodioríticos, cuarcíferos y dioríticos fueron emplazados durante el Mioceno Superior (7-11 Ma culminando durante 7-8 Ma) y el sistema hidrotermal siguió activo durante unos 2 Ma después de este magmatismo (las temperaturas de bloqueo mineral se alcanzaron hace 6-5.7 Ma). El depósito fue formado en gran medida por circulación hidrotermal convectiva de fluidos predominantemente meteóricos (temperaturas de 222-378°C) a través de una red de fallas-fracturas: la alteración potásica temprana (estadio ortomagmático) estaba débilmente desarrollada, ampliamente obliterada por la alteración penetrativa hidrolítica y/o conservada a niveles más profundos. El sistema de pórfido se caracteriza por una mineralización en "stockwork" y un zonado de alteración-mineralización a gran escala pobremente definida, dominado por alteración fílica-argílica y silicificación más localizada. La zona de buenos valores de Cu, Mo y razones de Cu:Fe altas es coincidente con la zona de alteración fílica-potásica caracterizada por cuarzo, sericita/moscovita/paragonita, feldespato-K y flogopita/biotita secundaria. Hacia arriba y hacia el exterior hay una transición de la alteración desde fílica o propilítica-fílica caracterizada por la asociación cuarzo-sericita/illita-clorita a propilítica acompañada por un incremento en Fe, Zn, Pb, S y una correspondiente diminución en Cu y Mo. Las leyes hipogénicas económicas ocurren dentro del intervalo 200-400 m de potencia y están abiertas en profundidad con la posibilidad de ensancharse más. A causa de la geometría inclinada la expresión superficial de la mineralización está limitada y por tanto los procesos supergénicos de enriquecimiento no han contribuido significativamente al aumento de las leyes de la mena.

Las diferencias entre Chaucha y Junín están relacionadas, principalmente, con la profundidad de emplazamiento, la geometría de los depósitos y la edad de los eventos. El control fundamental de la situación de ambos sistemas parecen ser las fallas al NE de segundo orden relacionadas con las fallas de rumbos NNE-SSW a N-S que limitan los terrenos. En el sector de Chaucha éstas han reactivado fallas del basamento que se bifurcan en abanico a partir del sistema de fallas Bulubulu. En el caso de Junín, fallas de acomodación de rumbo NE unen los sistemas de fallas Pilaló-Sigchos-Toachi y Pujilí. Con el régimen de esfuerzos remotos existente las fallas tienen un componente de movimiento dextral y las inflexiones E-W podrían ser intensamente dilatantes.

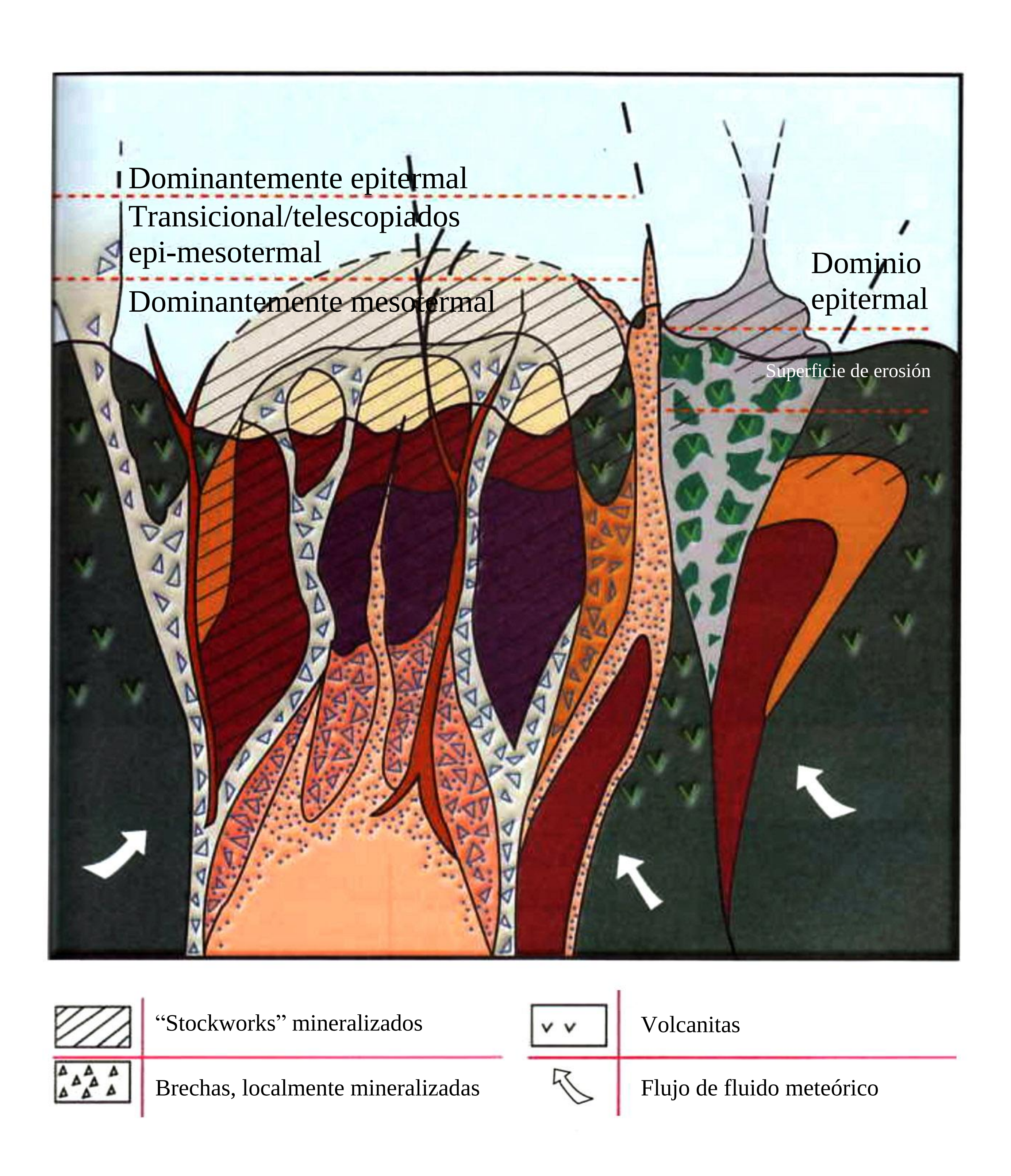


Figura 7.4 Modelo para el sistema porfídico Cu-Au de Gaby-Papa Grande

Los sistemas de pórfido-brechas Cu-Au de Gaby-Papa Grande (Tabla 7.2 No. 53; edad 19.3 ± 1 Ma) son esencialmente del tipo volcánico. Estos depósitos porfídicos comprenden múltiples fases intrusivas (por lo menos 7 identificados) texturalmente diversas de composición diorítica/andesítica a tonalítica/dacítica, que varían de forma desde las tempranas con forma de jarra panzuda hasta los estadios tardíos de tapones y diques asociados con emplazamiento de chimeneas de brechas. La alteración potásica temprana es dominantemente penetrativa, acompañada por mineralización de baja ley, ha sido suplantada y ampliamente sobreimpuesta por la fase principal de mineralización en "stockwork" caracterizada por alteración de Na-Ca (propilítica) y escasas vetillas con bordes de sericita de final de fase. Las chimeneas de brechas varían desde magmáticas pre-mineralización a ortomagmáticas de mineralización temprana tipificada por alteración potásica (biotita/flogopita) e hidrotermales tardi-mineralización con silicificación localizada, turmalinización, albitización y alteración fílica-argílica. No ha sido reconocido un zonado de alteración-mineralización. Las leyes de oro más destacadas están relacionadas espacialmente con las chimeneas de brechas hidrotermales y definen tres centros de altas leyes relativas. Estructuras volcánicas, posiblemente calderas de subsidencia, han sido tentativamente identificadas, pero faltan las volcanitas comagmáticas. La mineralización porfídica se supone situada en una falla o discontinuidad profunda curvilínea de rumbo SW a WSW que se ramifica en abanico desde una inflexión de la Zona de Falla Bulubulu, en el mismo sentido que la Falla de La Tigrera. La situación estructural se considera relacionada con la intersección de fallas de rumbos NW a N que fueron los principales conductos de la mineralización vetiforme aurífera y que han controlado la extensión subsuperficial del complejo intrusivo. El sector de Papa Grande-Bella Rica está en el bloque descendido por la Falla Guanache de rumbo E-W en relación con el sector Gaby-Guadalupe en el Norte, con el resultado de que el complejo de brecha-pórfido de Gaby ha sido erosionado hasta niveles más profundos. La denudación ha mantenido la misma velocidad que la profunda meteorización, de modo que no se ha producido una acumulación substancial de material enriquecido supergénicamente.

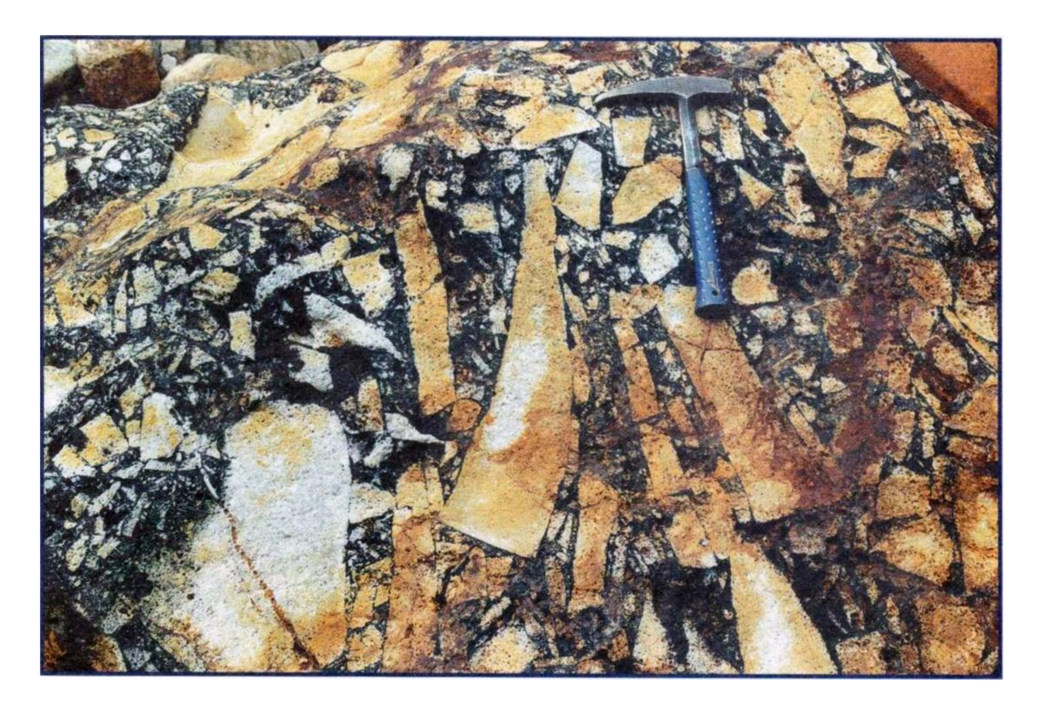


Foto 7.1 Brecha turmalinizada con fragmentos en forma de tejas, Pórfido de Chaucha, Campo Mineral Molleturo, Distrito Azuay. Rodado en el Río Angas cerca de la confluencia con el Río El Lanto

Las diferencias entre Gaby-Papa Grande y los pórfidos de Junín y Chaucha (ver Tabla 7.2) son bien marcadas e incluyen las siguientes:

(i) La asociación principal de metales en Gaby-Papa Grande comprende Cu-Au-Ag mientras Junín y Chaucha son esencialmente de Cu-Mo.

(ii) No hay relación obvia con un complejo intrusivo batolítico.

(iii) Tiene una edad de Mioceno temprano que predata los batolitos huéspedes de los pórfidos de Junín y Chaucha.

(iv) No hay zonación de alteración-mineralización.

(v) La mineralización tiene una estrecha relación con las brechas hidrotermales.

(vi) La alteración fílica está muy poco desarrollada.

(vi) El sistema porfídico era dominantemente ortomagmático mientras que Junín y Chaucha tienen un gran componente convectivo de fluidos meteóricos.

(vii) El sistema está caracterizado por un extenso desarrollo de mineralización exo-contacto.

Mientras la mineralización en los pórfidos de Gaby y Papa grande está dispersa, el sistema, aparentemente pobre en penetración convectiva, sugiere que a diferencia de Junín y Chaucha la permeabilidad fue limitada y existió una interacción pequeña del fluido con la roca de caja. En cambio, los fluidos mineralizantes fueron expelidos y los metales depositados a lo largo de las estructuras bien desarrolladas y definidos canales/conductos. Esto implica que la relativa proximidad del sistema de pórfido pudo haber intensificado el potencial para el desarrollo de la mineralización epi-mesotermal en los exocontactos.

7.5 Pórfidos del sub-cinturón oriental: Distrito Zamora

Todos los depósitos metalíferos en el Distrito Zamora están situados dentro del batolito de Zamora o rocas volcano-sedimentarias suprayacentes de la corteza continental del Cratón guyanés. El terreno magmático forma parte del sub-cinturón oriental de pórfidos de cobre caracterizado por edad Jurásica en los Andes Septentrionales. También, desde la extrapolación de los sub-cinturones convergentes hacia al sur de Colombia se supone que había un evento Cretácico de emplazamientos de pórfidos dentro del mismo terreno. Es necesario contar con más dataciones para aclarar la superposición de eventos, pero los resultados de este estudio indican que había un evento magmático en el Cretácico Medio que coincidió con una fase de extensión de la corteza. Esta fase extensional/transtensional fue responsable del fallamiento en bloques y la formación de estructuras de graben o depresiones volcanosedimentarias “pull-apart”. Estas estructuras extensionales han sido los conductos del magmatismo y mineralización durante los eventos metalogenéticos tardíos y post-batolito. Desde el Cretácico Superior la zona estaba predominantemente bajo un régimen de transpresión y “uplift” con períodos de descanso.

Las características geológicas, tectónicas, mineralógicas y los rasgos geoquímicos de depósitos porfídicos seleccionados se resumen en los perfiles descriptivos de la Tabla 7.3.

Modelos genéticos de sistemas porfídicos de Cu ± Mo ± Au están evaluados en términos de:

- Las relaciones con el batolito de Zamora, i.e. edades relativas de emplazamiento
- La profundidad de emplazamiento, i.e. distinción de los tres tipos morfológicos (plutónicos, clásicos-hipoabisales o volcánicos)
- Las contribuciones relativas de las fuentes de fluidos hidrotermales, i.e. fluidos ortomagmáticos vs. fluidos meteóricos convectivos
- Procesos supergénicos, i.e. el grado de destechado, preservación y enriquecimiento secundario



Foto 7.2 Muestra del pórfido El Hito con múltiples vetillas de cuarzo, con bordes de alteración fílica-argílica, Campo Mineral Pachicutza

El pórfido de San Carlos Cu-Mo de edad Jurásico Tardío es típicamente plutónico, emplazado durante las últimas etapas de la evolución magmática del Batolito de Zamora, de tipo I. Es uno de siete pórfidos de Cu-Mo (Grupo San Juan Bosco) identificado dentro del subdistrito Gualaquiza en la parte septentrional del batolito. El depósito de pórfido acompaña a un anidado conjunto de fases intrusivas tempranas, syn, tardías y post-mineral emplazadas a alto nivel dentro de la granodiorita precursora del batolito. Excepto por unas pocas brechas (diques de guijarros) tardi- a post-mineralización éstas están ausentes. Una amplia alteración y una zonación metálica hipogénica están representadas aparentemente por una alteración dominantemente potásica Cu-Mo interna, y una zona exterior propilítica con significativos valores de Pb-Zn. Este patrón general mineralización-alteración fue establecida con la introducción principal de metales asociado con el emplazamiento de la fase intrusiva temprana. Existe una progresión evolutiva desde stocks irregulares y más equidimensionales a cuerpos más controlados estructuralmente y, finalmente diques. La restricción general de la sobreimpresión fílica sugiere que el sistema es dominantemente ortomagmático y/o ha sido erosionado a un nivel relativamente profundo.

Tabla 7.3 Perfiles descriptivos de los pórfidos de San Carlos, Tumi y El Hito

Nombre	**San Carlos (Limón) (No. 159)** Grupo San Juan Bosco	**Tumi (Cerro Colorado) (No. 273)** Nambija Sur, Subdistrito Cumbaratza	**El Hito (Pachicutza) (No. 147)** Campo Mineral Pachicutza
Ubicación	15 km SW de San Juan Bosco, Cordillera del Cóndor Norte	17 km SSW de San Carlos de las Minas, Cordillera de Nanguipa	7 km al este de Pachicutza, Cordillera del Cóndor Sur
Nivel erosionado	Techo de la intrusión llega hasta ca.1200 metros	Sistema porfídico extiende hasta 2700 m. Techo ocultado de intrusión ca. 2300 metros	Techo de intrusión se extiende hasta 1800 metros
Metales económicos	Cobre, Molibdeno	Cobre	Cobre, Molibdeno
Litología encajante	Granodiorita hornbléndica, cuarzomonzonita y cuarzomonzodiorita	Pórfido de plagioclasa de composición granodiorita a cuarzo-monzonita	Pórfido de plagioclasa ± cuarzo de composición granodiorita
Edad de mineralización	Jurásico Superior (154-157 Ma)	Terciario Medio-Tardío	Terciario Tardío
Entorno geológico	Batolito de Zamora (dominantemente granodiorita a diorita hornbléndica de tipo I) de edad Jurásico Superior	Rocas volcano-sedimentarias del Triásico Medio-Tardío (Unidad Piuntza) a Jurásico Medio-Superior (Unidades Chapiza y Misahuallí) que formaron parte del techo del batolito Zamora	Volcanitas subaéreas y cuerpos subvolcánicos de composición ácida a intermedia (Unidad Misahualli) de edad Jurásico Superior a Cretácico superpuestos al Batolito Zamora
Marco tectónico	Dúplex extensional de fallas vinculadas N-S entre fallas regionales andinas de rumbo NNE. Sistema reactivado en el Cenozoico bajo un régimen transpresivo dextral	Cinturón de Nambija: un graben (4×30 km) formado dentro el Batolito de Zamora durante un período de extensión Cretácico en el que fue preservado el techo con la secuencia del Campo de skarn Nambija	Zona marginal oriental del Batolito Zamora con rumbo N-S
Rocas asociadas	Cuatro fases tardías de intrusión (temp-, syn-, tardi-, post-mineral) de composición cuarzomonzonita a cuarzomonzodiorita emplazadas en la forma de stocks, diques y sills (rumbos N-S, NNW y ENE). Xenolitos de microdiorita/andesita. Chimeneas de brecha y diques de guijarros ubicadas en el perímetro del cuerpo mineralizado	Una secuencia interdigitada de volcanosedimentos, localmente skarnificados, y superpuesta por volcanitas andesíticas (Formación Fortuna) que son las rocas encajantes principales y cubren una gran parte del techo del pórfido. Diques andesíticos y microdioritas cortan el cuerpo mineralizado (rumbo WNW)	Una secuencia volcanosedimentaria con flujos andesíticos, volcanitas fragmentales y sedimentos siliciclásticos. Volcanitas andesíticas cubren una gran parte del techo del pórfido
Geometría	El cuerpo entero es subcircular en planta (dimensiones ca. 2×2.5 km) y está constituido por varias intrusiones anidadas. Había desplazamiento después de la intrusión tardía del dique (200 m) con rumbo NNW. También hay desplazamiento del cuerpo mineralizado por una falla de rumbo ENE	El cuerpo es alargado y está limitado por fallas de rumbo NE. Debido a la cobertura la extensión del pórfido está abierta al SW, pero las dimensiones estimadas son ca. 2.0×1.0 km. Parece que el margen occidental está controlado por un sistema de fallas de rumbo N-S	Las anomalías geoquímicas indican que el cuerpo mineralizado es alargado N-S con dimensiones máximas de 2.5×1.0 km. El margen occidental rectilíneo está controlado por una falla de rumbo N-S
Textura/Estructura	"Stockworks" de fracturas y vetillas de cuarzo y sulfuros. Vetas de escala-cm con dos orientaciones principales: subvertical de rumbo NW y subhorizontal Cuatro estilos de vetamiento: algunos de rotura-sellado multifase	"Stockwork" de fracturas y vetillas de cuarzo y sulfuros. Vetas de cuarzo con bandas de pirita masiva hasta 1 m de ancho y rumbo NE a lo largo de la falla en el lado sureste. Las otras orientaciones de las fracturas con mineralización son principalmente N-S, NNE-SSW y WNW-ESE.	"Stockwork" de fracturas y vetillas de cuarzo o carbonato con sulfuros. Vetas de escala-cm de relleno de fisuras abierta multifase monoaxiales. Los rumbos principales de las estructuras mineralizadas son N-S y WNW-ESE
Mineralogía de mena	Dominado por pirita, pirita cuprífera y calcopirita con menores cantidades de molibdenita y trazas de pirrotina y bornita Minerales secundarios de cobre incluyen calcosina, covelina y malaquita	Dominado por pirita con cantidades menores de calcopirita y trazas de galena, pirrotina y molibdenita. Minerales secundarios de cobre incluyen calcosina, covelina y malaquita	Dominado por pirita con cantidades menores de pirita cuprífera, calcopirita, esfalerita y molibdenita Minerales secundarios de cobre incluyen covelina y malaquita
Mineralogía de ganga	Cuarzo, feldespato-K, calcita, dolomita y clorita	Cuarzo, epidota	Cuarzo ± calcita
Mineralogía de alteración	Zonación de la alteración muestra un núcleo de alteración potásica (feldespato-K y flogopita) y una zona exterior de propilitización (clorita intermedia y epidota) asociada con la fase mineral temprana, la cual es parcialmente superpuesta con alteración fílica-propilítica de las fases más tardías, superpuesta también a la alteración potásica. Hay una transición en el estilo de alteración desde propilítica-fílica (clorita intermedia, sericita y fengita) hacia dominantemente alteración argílica (illita y montmorillonita). La alteración argílica está localmente expuesta en las partes mas altas donde también hay zonas de silicificación pobremente definidas	Zonación de alteración con un núcleo de alteración potásica (feldespato-K, moscovita y menor flogopita) rodeado con una zona intermedia de alteración fílica caracterizada por sericita-moscovita y sus variedades (fengita, paragonita) y una zona periférica angosta y discontinua de propilitización (clorita y epidota). La mineralización "stockwork" en las volcanitas arriba del techo del pórfido muestra una continuación de la zonación hacia arriba desde alteración potásica-propilítica (clorita Mg, flogopita y moscovita) hacia la alteración fílica-argílica (sericita, sericita-illítica, fengita, illita y montmorillonita) superpuesta sobre propilitización (clorita intermedia y epidota) previa	Patrón de alteración con un halo propilítico exterior caracterizado por la presencia de clorita intermedia y un núcleo de alteración argílica-fílica (illita-sericita) Dominantemente alteración argílica (illita y montmorillonita) y silicificación Fengita también identificada
Meteorización	Minerales del grupo caolín (halloysita, nacrita, etc.). La zona de lixiviación y oxidación varía entre 80 y 150 m de profundidad y la zona de enriquecimiento secundario alcanza 50-70 m de espesor con subzonas dentro del protomineral hasta 240 m de profundidad	Argilización intensa con la formación de caolín (caolinita, halloysita) y gibbsita. La zona de lixiviación y oxidación dentro de las volcanitas varía entre 30 y 75 m de profundidad y la zona de enriquecimiento secundaria tiene 25-30 m de espesor con subzonas dentro del protomineral hasta 180 m de profundidad.	
Dispersión geoquímica	Geoquímica de suelos indica una zona anómala subcircular de Cu con partes enriquecidas a lo largo una faja de rumbo NW y también dentro del sector NE. Anomalías de Mo son ampliamente coincidentes con Cu, pero también hay valores altos en el sector SE los cuales no corresponden con Cu. Hay un anillo más amplio de anomalías Pb-Zn alrededor del núcleo cuprífero.	Geoquímica de suelos muestra una anomalía amplia de Cu (0.1-0.3 %) sobre el subaflorante del cuerpo con un sector enriquecido (>0.3 % Cu) en la parte septentrional. También hay anomalías de oro, pero son más relacionados con las rocas encajonantes	Geoquímica de suelos muestra una anomalía de Cu (>0.075 %) sobre el subafloramiento del cuerpo. Sectores enriquecidos (>0.3 % Cu) tienen alineamiento al NNE-SSW y WNW-ESE.
Depósitos relacionados	Skarns cupríferos	Skarns, mantos de sulfuro masivo, brechas y vetas auríferas	Brechas auríferas y vetas polimetálicas con oro

Cumay es un sistema de pórfido tipo plutónico asociado con un pórfido cuarzo-monzonítico similar al de San Carlos, aunque la edad de emplazamiento no está definida con exactitud. Tres fases de pórfido de cuarzomonzonita identificadas en Cumay pueden ser correlacionadas en una forma general: fase mineral temprana a tardía de cuarzo monzonita-monzodiorita de San Carlos, relacionada con la etapa principal de introducción de metal asociada con un pórfido mineral. Mineralización de "stockwork" y una alteración superpuesta en la fase principal granodiorítica precursora del batolito de Zamora. La zonación de alteración varía desde la potásica en el interior a través de una zona dominantemente fílica y hasta una zona propilítica en el exterior. La mineralización de "stockwork" muestra un incremento general de la relación Fe:Cu de los sulfuros hacia fuera. La abundancia de fenómenos de superposición y sobreimpresión de alteración fílica, con los tipos adyacentes, sugiere que el sistema convectivo de aguas meteóricas fue más activo si comparamos con el de San Carlos. La rapidez de erosión y otros factores que impidieron la migración de aguas meteóricas durante su historia post-mineral, no ha permitido el desarrollo de zonas significativas de lixiviación (oxidación) ni de enriquecimiento.

El pórfido de Tumi no fue datado y las relaciones geológicas no son muy evidentes. Sin embargo, se ha interpretado como un sistema pórfido calcoalcalino de tipo volcánico. Comprende de un tapón riodacítico intrusivo subvolcánico de grano fino cubierto por volcánicos andesíticos y próximos a un centro volcánico. Los volcánicos sobreyacentes contienen brechas piroclásticas, pseudobrechas alteradas y brechas hidrotermales mineralizadas. El emplazamiento del pórfido está localizado y controlado por intersecciones de zonas de fallas. El sistema se caracteriza por una zonación metálica pobremente definida, un núcleo pequeño de alteración potásica y un bien desarrollado caparazón anular fílico-argílico. La mineralización en "stockwork" y el patrón de zonado no están confinados al pórfido, sino que se extienden al menos 400 m del tapón volcánico. Las alteraciones potásica y fílica, estructuralmente controladas, se extienden a las volcanitas andesíticas y están sucedidas por alteración propilítica y argílica secundaria a niveles progresivamente más altos. La meteorización supergénica está mejor desarrollada en comparación con la de otros depósitos porfídicos y ha rebasado las estructuras permeables. Factores como la mayor altura (menos erosión y aumento en precipitación) en combinación con la abundancia relativa de pirita, facilita la formación de aguas ácidas, que probablemente fueron importantes en este aspecto.

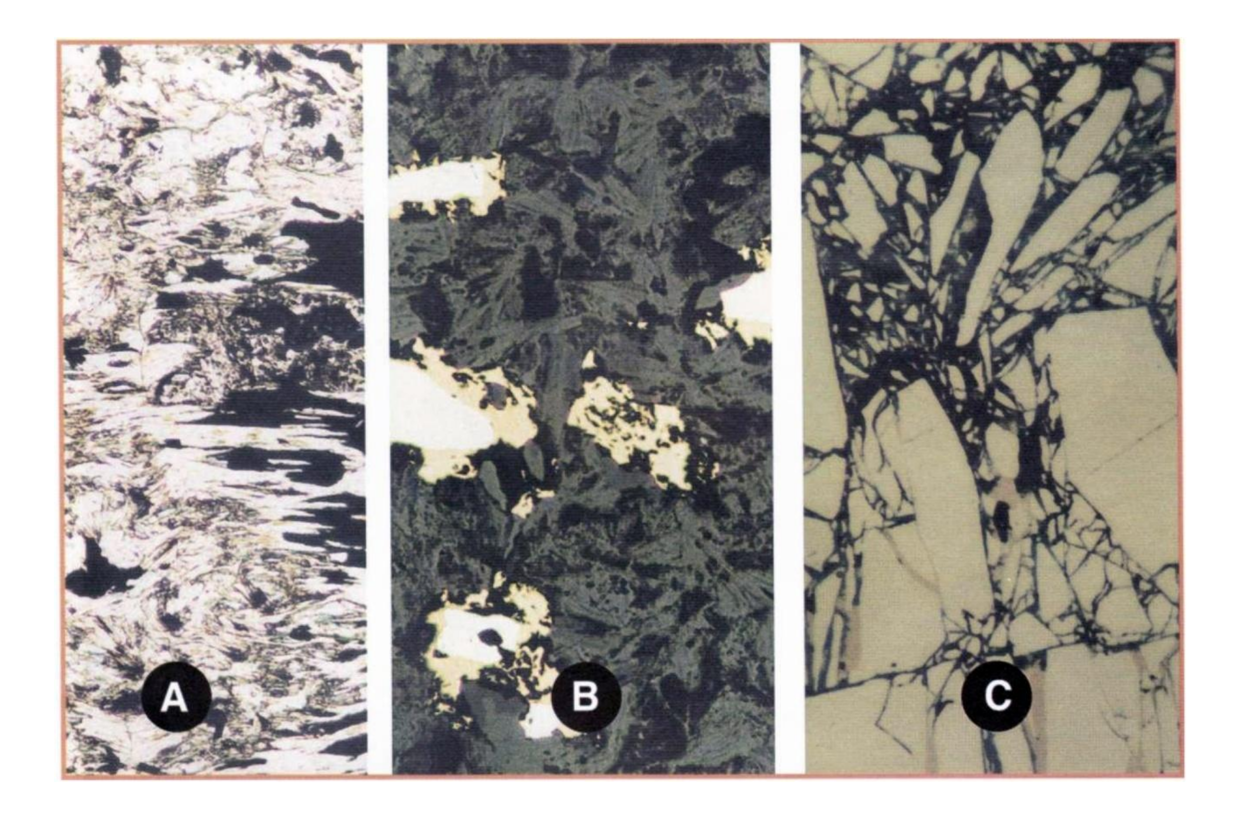


Foto 7.3 Diferentes hábitos de calcopirita en el pórfido de cobre El Hito, Campo Mineral Pachicutza, Distrito Zamora.

(A) Microfotografía en luz polarizada transmitida de la muestra HIT-5 de la Quebrada Pachicutza. Calcopirita reemplazando sericita/moscovita.

(B) Microfotografía en luz reflejada de la muestra HIT-5 de la Quebrada Pachicutza. Calcopirita formando mantos alrededor de la pirita.

(C) Microfotografía en luz reflejada de la muestra HIT-7B de la Quebrada Pachicutza. Calcopirita rellenando fracturas en pirita que ha hecho añicos

Los pórfidos Cu ± Au de El Hito y Santa Bárbara en el campo minero de Pachicutza del lado de la frontera peruana están asociados con micropórfidos dacíticos con plagioclasa e intrusiones porfídicas de cuarzo emplazadas dentro del batolito de Zamora.

Los pórfidos techan en los volcánicos Misahuallí y corresponden a las últimas fases de intrusión del batolito (edad Jurásica tardía?). El pórfido El Hito exhibe una alteración bien definida y zonación de mineralización con el interior fílico-argílico y la zona interior de cobre con anómalos Zn-Au y el halo exterior de propilitización pirítica. Está controlado por una falla de dirección N-S y localizado en la intersección con una zona de falla NW-SE. La evidencia indica una mínima cantidad de entechados.

8

DEPÓSITOS EPI-MESOTERMALES RELACIONADOS CON INTRUSIONES

8.1 Introducción

Los depósitos epi-mesotermales relacionados con intrusiones constituyen una clase general de depósitos con una relación espacial y genética demostrable con intrusiones mineralizadas y sin mineralizar. Son epi-mesotermales ya que las condiciones de deposición del mineral se extienden dentro de los límites de los parámetros de los regímenes epitermal y mesotermal. Puede tratarse de una amplia superposición de eventos sucesivos, comúnmente con rasgos epitermales tardíos superponiéndose y/o remplazando a los rasgos mesotermales. Así, mientras que estos depósitos presentan comúnmente muchos rasgos que son considerados como típicos o diagnósticos de los ambientes epitermales someros (ej. texturas minerales) hay indicaciones de temperaturas deposicionales >300°C tempranas o transitorias y profundidades de formación >1 km (asociaciones de alteración y de mena, inclusiones fluidas y geotermometría de isótopos estables). Están ausentes rasgos típicos de los dominios epitermales superficiales como sinter de aguas termales, alteración de solfataras, pseudomorfos a partir de calcita hojosa indicando condiciones de ebullición, etc. Los depósitos epi-mesotermales pueden considerarse como ambientes transicionales en el continuo entre las intrusiones hipotermales – o alojadas en pórfidos – y los ambientes epitermales. Este tipo de mineralización incluye skarns, "stockworks" exógenos y reemplazamientos, brechas hidrotermales y sistemas de vetas.

Muchos de estos tipos de depósitos minerales hidrotermales están formados en sitios controlados estructuralmente por sistemas permeables de fracturación. La mineralización se produce, típicamente, en segmentos discretos de estructuras individuales y, dentro de los depósitos minerales, algunas partes de las estructuras huéspedes están mejor mineralizadas que otras. Los depósitos minerales hidrotermales se caracterizan por la circulación de fluidos canalizada durante procesos de deformación. Los controles estructurales más frecuentes en la situación de las bolsonadas mineralizadas incluyen:

(i) La intersección de la estructura huésped con una unidad litológica particular.

(ii) La intersección de dos estructuras sin mineralización.

(iii) Depresiones extensionales, curvas divergentes en fallas o segmentación de fallas *en echelon*.

(iv) Zonas de charnela de pliegues.

(v) Flexiones en la estructura huésped con ejes oblicuos a, y comúnmente con alto ángulo de, la dirección de movimiento.

(vi) Zonas de buzamiento subparalelo a la lineación de estiramiento, pero sin un control específico claro de la situación.

Bajo las condiciones de grado metamórfico bajo a medio, la presión de fluidos se estabiliza cerca de la presión litostática y los fluidos son dirigidos directamente hacia arriba (Etheridge et al., 1984). La focalización del flujo ascendente en una vía discreta como requiere la formación de un depósito mineral, se debe a las variaciones laterales de la cabeza hidráulica. Las vetas extensionales mineralizadas indicativas de presiones de fluidos supra-litostáticas están presentes frecuentemente en los sistemas mesotermales y son compatibles con fluidos enfocándose hacia las zonas de bajos esfuerzos medios, donde las presiones de fluidos relativas son más altas que la presión local de la roca, pero las presiones de fluidos absolutas son más bajas que en las rocas que las rodean. Existe, por tanto, una tendencia de los fluidos a migrar a los lugares de bajos esfuerzos medios. En los niveles corticales más altos las presiones ambientes de fluidos son parecidas a las presiones hidrostáticas pero la presión de los fluidos en las vías debería ser litostática y más alta que en las rocas que las rodean. Consecuentemente la circulación de fluidos está controlada intensamente por la permeabilidad. Aunque las vías de alta permeabilidad pueden estar determinadas litológicamente, los depósitos minerales controlados estructuralmente son más frecuentes en las rocas cristalinas y en general están situados en fallas frágiles. Los criterios para la identificación de las vetas dilatantes incluyen:

(i) Paredes paralelas.

(ii) Estructuras en peine con cavidades.

(iii) Las estructuras planares anteriores están desplazadas.

En contraste, las indicaciones de las vetas no dilatantes o de reemplazamiento incluyen:

(i) Vetas abiertas en niveles químicamente favorables.

(ii) Los niveles químicamente resistentes no presentan vetas.

(iii) Las estructuras planares anteriores no están desplazadas.

Las fracturas y vetas tensionales se forman como una respuesta directa al esfuerzo extensional bajo condiciones de deformación frágil. Se desarrollan dentro de las litologías relativamente competentes (incluidas vetas) donde hay contraste de competencias con rocas de caja más dúctiles. Los juegos de aperturas extensionales forman dispositivos de vetas *en echelon* que forman asociaciones con grupos de cizallas conjugadas bajo condiciones de deformación de cizalla pura o a lo largo de zonas de deformación dominante de cizalla simple frágil-dúctil. Las aperturas extensionales se inician aproximadamente normales al eje de máximo esfuerzo. Durante la deformación progresiva y la formación de aperturas tensionales, no obstante, la rotación dentro de la zona de cizalla genera vetas con perfil sigmoidal. La formación de aperturas de tensión múltiples produce grupos de vetas *en echelon* complejamente entrecruzadas.

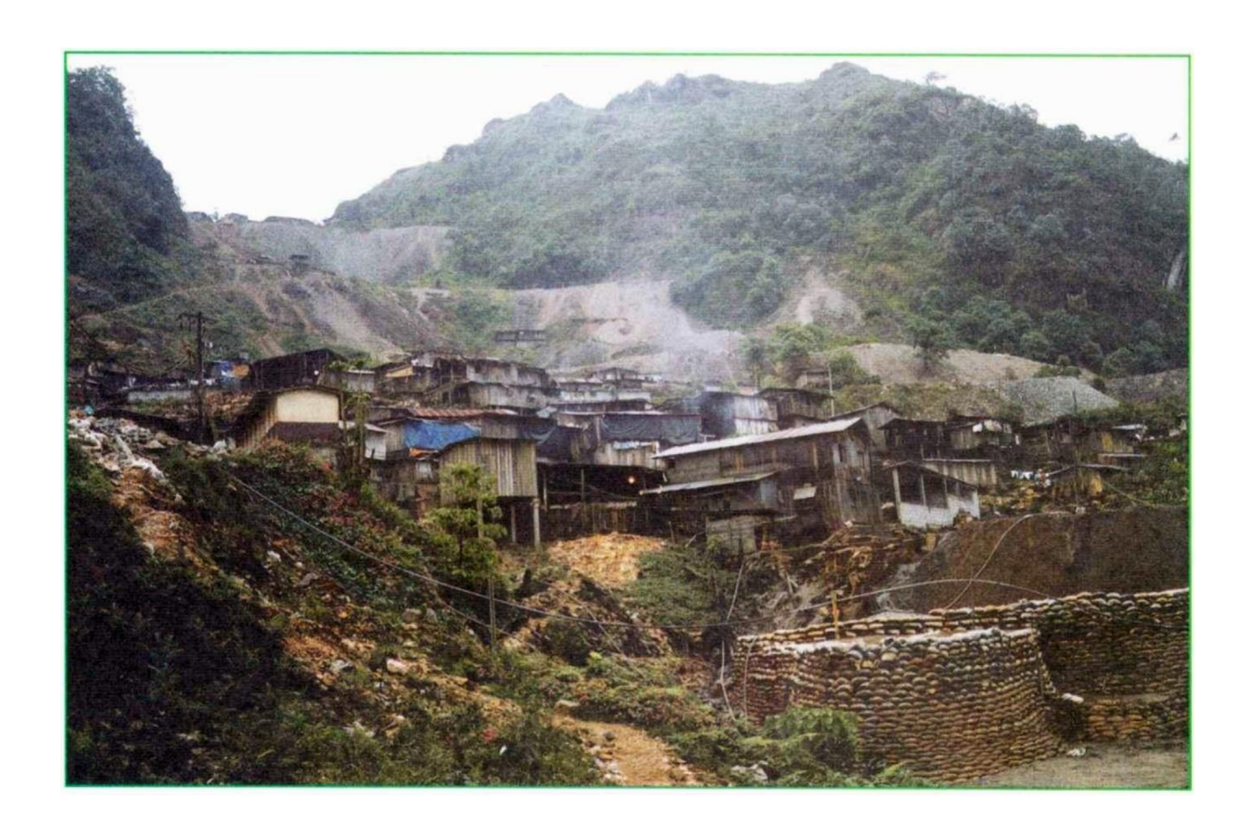


Foto 8.1 Vista de parte del campo minero Bella Rica y las escombreras entre Loma Vieja (centro al fondo) y Loma San Jorge (izquierda)



Foto 8.2 Vista del asentamiento minero de la Fortuna dentro del valle del Río Chico, Campo Minero San Gerardo, Distrito Azuay

Las fallas son dislocaciones groseramente planares de cualquier ángulo de inclinación, orientación y longitud en dirección. La tectónica dúctil-frágil genera fallas discretas en las que el movimiento del bloque de techo puede tener cualquier sentido en relación al bloque de muro (normal, inverso, lateral, oblicuo). Las fallas son, comúnmente, sujetos de historias de movimiento múltiples y están, frecuentemente, reactivadas en un sentido diferente del original. En una sección vertical las fallas pueden ser planares o lístricas. Todas las categorías de fallas deben de considerarse prospectivas dentro del contexto de la mineralización. Los grupos de fallas conjugadas (en planta o en sección transversal) se desarrollan en regímenes frágiles con el esfuerzo compresivo principal dispuesto paralelo a la bisectriz del diedro agudo del grupo. Las fallas con movimiento en dirección tienen, generalmente, planos de falla de alto buzamiento y la principal dirección de movimiento con componente subhorizontal. Las fallas en dirección se producen típicamente en grupos subparalelos y/o anastomosantes. En algunos casos, sin embargo, un segundo grupo conjugado se desarrolla en un ángulo de unos 60° respecto del principal y presenta comúnmente un amplio rango de estructuras secundarias asociadas. Las disposiciones *en echelon* son relativamente comunes y se clasifican como gradadas a la derecha o gradadas a la izquierda, dependiendo de cómo se relevan las fallas adyacentes vistas en planta. Extensión local, llamada transtensión, o compresión local, llamada transpresión, se producen en las fallas en dirección con los principales ejes de extensión y compresión orientados oblicuamente a la dirección principal del movimiento en dirección. En sección vertical, las fallas en dirección con transpresión o transtensión generan estructuras en flor positiva o negativa respectivamente. En cuanto al potencial de mineralización, las fallas en dirección principal es posible que constituyan una importante vía para los fluidos en profundidad, mientras que a niveles más someros las estructuras divergentes podrían tener un mayor potencial de mineralización. Las flores negativas dilatantes han de considerarse intuitivamente más prospectivas.

Los tubos o chimeneas de brechas se caracterizan por fragmentos angulares a sub-redondeados variando de pocos centímetros a varios metros y, localmente, decámetros. Pueden producirse megafragmentos >100 m en algunos de los cuerpos de brechas de escala kilométrica. Las brechas mineralizadas, tanto magmático-hidrotermales, como hidromagmáticas o magmáticas, varían desde menores accesorias hasta constituir la parte económicamente dominante en algunos depósitos porfídicos. Las brechas magmáticas e intrusivas no son ampliamente reconocidas en asociación con depósitos minerales, pero son la consecuencia de múltiples pulsos de magma que normalmente preceden a las fases portadoras de mena. La mayoría de las brechas con tubos lensoidales, ovoides o circulares, con buzamientos inclinados o verticales. Las chimeneas pueden presentarse aisladas o en grupos. Otras simetrías adicionales incluyen diques, cuerpos irregulares, caparazones y configuraciones de tapón o anulares alrededor de zonas de núcleo no brechificadas.

Sillitoe (1985) realizó una revisión de las brechas relacionadas con mineralizaciones en arcos plutónico-volcánicos y los datos presentados en la Tabla 8.1 están basados en ese artículo.

Brechas magmático-hidrotermales son productos de la liberación de fluidos hidrotermales de las cámaras magmáticas y están relacionados tanto con intrusiones no mineralizadas como con pórfidos.

Las brechas hidromagmáticas se generan por la interacción del magma y una fuente externa de agua. Se subdividen en “freato-magmáticas”, donde tanto el magma como el agua contribuyen a la formación de la brecha, y “freáticas”, en las que sólo el calor magmático tiene acceso al agua exterior.

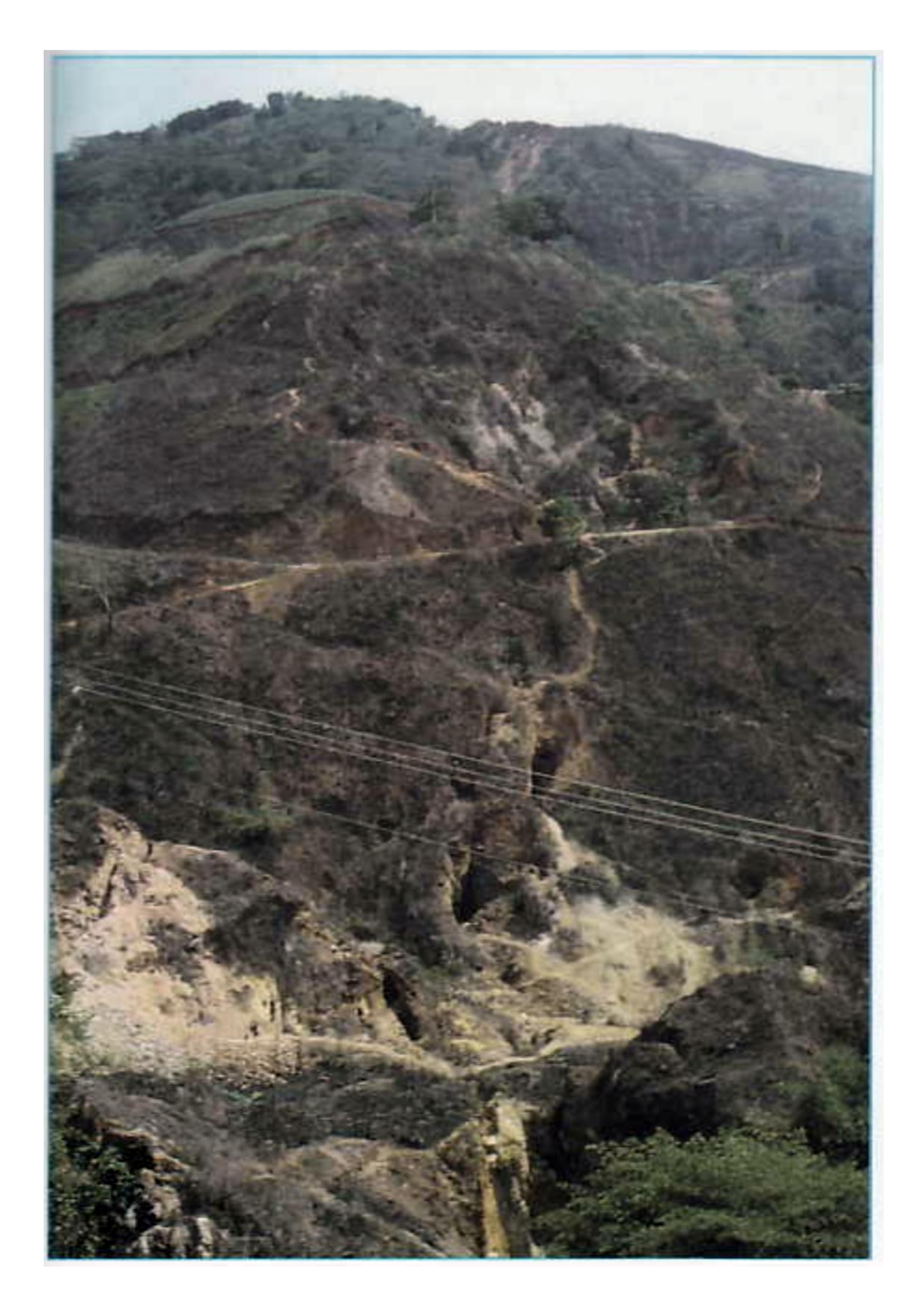


Foto 8.3 Trabajos sobre vetas auríferas del sistema Zaruma-Portovelo. Vista norte desde El Castillo hacia Zaruma



Foto 8.4 Veta-brecha cementada con sulfuros. Veta Andrea, mina Bira, Zaruma



Foto 8.5 Veta con relleno de espacio abierto (costomato en color anaranjado). Veta 1 (Veta Paraíso). Nivel 2 (700 msnm). Mina Pueblo Nuevo, Bella Rica

Tabla 8.1 Características descriptivas de las principales clases de brechas mineralizadas relacionadas con intrusiones

Categoría de brecha	Magmático hidrotermal		Hidromagmática	
	Relacionada a intrusiones no-mineralizadas	**Relacionadas a los sistemas porfídicos**	**Freato-magmática o diatremas**	**Freática (incluye diques de cantos)**
Localización y geometría	Individual o múltiple Situadas en las partes altas; inmediatamente sobre plutones o stocks o en sus márgenes en pendiente	Individual o múltiple y cuerpos irregulares en posiciones centrales, excéntricas o como halos parciales.	Diatrema (tipos porfídico y epitermal) asociado con rasgos de superficie (maar, anillo de toba, domos)	Individual o múltiples diques, lentes y cuerpos irregulares
Dimensiones	Diámetro 50-300 m, localmente >1000 m Extensión vertical 35-750 m (<1000 m)	Diámetro <2000 m Extensión vertical <1000 m	Diámetro 1000-3000 m Extensión vertical 200-1000 m localmente >1600 m	Diámetro <500 m Extensión lineal <1000 m Extensión vertical <1800 m
Forma de fragmentos	Angular a subredondeado localmente redondo	Angular a redondo	Subredondeado a redondo	Angular a redondo
Matriz	Típicamente 5-30 %	Típicamente 0-50 %	Típicamente 50-90 %	Típicamente 30-100 %
Rasgos notables	Contactos en hojas, brechas de tejas (“shingle breccias”) fragmentos exfoliados	Contactos en hojas, brechas de tejas, transición hacia abajo a “stockworks”	Matriz de toba; fragmentos líticos juveniles y de roca encajante. Depósitos de “base surge” Cortado por diques	Forma de diques Fragmentos heterolitológicos exfoliados
Alteración	Sericitización (fílica) y turmalinización; localmente silicificación y cloritización (propilítica)	Silicático-K (feldespato-K y/o biotita); localmente sericitización y turmalinización	Sericitización (fílica), propilitización, argilización y carbonatización	Sericitización (fílica), parcial silicificación y argilización avanzada
Minerales metálicos y paragénesis	Brechificación pre-mineral Asociación mesotermal de turmalina y cuarzo seguida por scheelita, wolframita, arsenopirita y luego pirita y/o pirrotina, calcopirita y molibdenita	Brechificación pre- a inter-mineral. Asociación mesotermal dominada por pirita, calcopirita, molibdenita y localmente bornita, magnetita y minerales de Bi	Brechificación epitermal pre-, inter- y post-mineral Pirita seguida por esfalerita, galena y teluros de Au Ag y Bi. Brechificación porfídico tardi- y post-mineral (sulfuros de Cu y Mo)	Brechificación tardía post-mineral Pirita y menores cantidades de esfalerita, calcopirita, galena y tetraedrita
Potencial económico	Cu y comúnmente Au, Mo y W. Cuerpos de mena podrían ser localizados en las partes marginales	Cu y comúnmente Au, Mo, W o Sn Constituye la(s) parte(s) de grado alto del cuerpo de mena	Cu, Au, Mo (mesotermal) Au, Ag, Pb, Zn (epitermal) Mineralización localizado a lo largo los contactos	Generalmente estéril Rara mineralización de Pb-Zn-Ag-Au
Ejemplos	Copper Creek, Arizona Turmalina, Perú	Mocoa, Colombia Los Bronces, Chile	Cripple Creek, Colorado Cerro de Pasco, Perú	Butte, Montana El Salvador, Chile

8.1.1 Depósitos de "skarn"

Existen muchas definiciones y usos del término "skarn", pero esencialmente está definido por su mineralogía que incluye diversos calco-silicatos y minerales asociados, pero está usualmente dominado por el granate y el piroxeno. Para más información véanse las revisiones de Zharikov (1970), Einaudi et al. (1981), Meinert (1992) y el sitio en Internet: http://www.wsu.edu:8080/meinert/skarnHP.html.

Los "skarn" y los depósitos alojados en "skarn" pueden ser clasificados de acuerdo a diferentes criterios. Exoskarn y endoskarn son términos frecuentes usados para indicar un protolito sedimentario o ígneo respectivamente. "Skarn" magnésico o cálcico son usados comúnmente para describir la composición predominante en el protolito y la asociación mineral de "skarn" resultante. Los depósitos alojados en "skarn" están más subdivididos de acuerdo con la principal sustancia económica que puede ser de muchos metales (Fe, W, Cu, Pb, Zn, Mo, Ag, Au, U, tierras raras, F, B y Sn). Estos términos pueden ser combinados para describir con más precisión los depósitos de "skarn".

En la mayoría de los grandes depósitos de "skarn" existe una transición desde un metamorfismo temprano/distal con producción de corneanas, "skarn" y skarnoide de reacción, hasta un metasomatismo tardío/proximal con producción de "skarn" portador de mineral de grano relativamente grueso. Los altos gradientes termales y grandes células de circulación de fluidos comunes en los ambientes plutónicos producen aureolas de metamorfismo de contacto considerablemente más complejas que la simple recristalización isoquímica invocada para el metamorfismo regional. En la mayoría de los depósitos de "skarn" hay una continuidad entre los procesos puramente metamórficos y los puramente metasomáticos (Fig. 3.5 en el Volumen 5).

La intensa hidrofracturación asociada con los emplazamientos de plutones de alto nivel incrementa grandemente la permeabilidad de las rocas encajantes, no sólo para los fluidos metasomáticos, sino posiblemente para la circulación de fluidos meteóricos más fríos. La influencia de las aguas meteóricas y la consecuente destrucción de los minerales de "skarn" durante la alteración retrógrada es una característica distintiva de la formación de "skarn" en ambiente somero (Meinert, 1992: Fig. 3.5 en el Volumen 5).

En la mayoría de los "skarns" hay un patrón de zonación general de granate proximal, piroxeno distal, e idocrasa (o piroxenoides como la wollastonita, bustamita o rodonita) en el límite exterior del "skarn" (frente de mármol). Además, minerales individuales de "skarn" pueden mostrar un color sistemático o variaciones composicionales dentro del patrón de zonación mayor. Para algunos sistemas de "skarn" estos patrones de zonación pueden ser de escala kilométrica y pueden aportar una guía significativa para la exploración. Para los "skarn" de cobre, zinc y oro se pueden conseguir modelos de zonación razonablemente detallados (Meinert, 1997). Aún en el caso en que los contenidos de metales del "skarn" son bastante variables, las concentraciones anómalas de elementos guía en las zonas de "skarn" distales puede ser una importante guía de exploración. Los estudios geoquímicos de depósitos individuales han mostrado halos de dispersión de metales que pueden ser divididos en zonas desde una asociación proximal de metales base a través de zonas de metales preciosos hasta un borde con concentraciones de vetas de Pb-Zn-Ag.

Los “skarns” de cobre sea quizás el tipo de depósito de “skarn” más abundante en todo el mundo y han sido identificadas en el Distrito Zamora (ej. Namírez, Zumba, etc.). Son frecuentes en zonas orogénicas relacionadas con subducción tanto en ambientes oceánicos como en continentales. Hay revisiones bastante completas de los “skarns” de cobre en Einaudi et al. (1981). La mayoría de los “skarn” de cobre están asociados con plutones porfídicos calco-alcalinos, de la serie magnetita, del Tipo I, muchos de los cuales tienen rocas volcánicas cogenéticas, veteado en “stockwork”, fracturación y brechación frágil, y una intensa alteración hidrotermal.

Los “skarns” de zinc ± plomo ± plata aparecen principalmente en ambientes continentales asociados con subducción o con “rifting”. Hay indicios de “skarns” de zinc en los campos de skarn septentrionales de la Cordillera Real (Litherland et al., 1994). Las rocas ígneas relacionadas abarcan un amplio rango de composiciones desde diorita hasta granitos ricos en sílice.

Los “skarns” de oro (con el oro como principal producto, según lo definido por Einaudi et al., 1981 y usado por Meinert, 1997) y los “skarns” portadores de oro (el oro como un subproducto, ej. Big Gossan Cu-Au “skarn” - ver Tabla 3.2 del Volumen 5) existen en todo el mundo y están relacionados con plutones fanerozoicos en ambientes geológicos variados. La mayoría de las estimaciones de profundidad para estos sistemas son <5 km, groseramente similar al ambiente general para los depósitos tipo pórfido. La información aquí presentada está sacada de revisiones de Ray et al. (1990), Meinert (1998) y referencias allí. Los lectores pueden también consultar el perfil de “Skarns” de Oro publicado por el Ministerio de Energía, Minas y Recursos de la Columbia Británica (Ray, 1995, 1996) que puede ser accedido en la página Web: http//natural.gov.bc.ca/geosmin/metalmin/auskarns/lauskt.

Todos los “skarns” de oro tienen varias características comunes:

(i) La mayoría de los “skarns” de oro están desarrollados a partir de protolitos clásticos o volcanoclásticos ricos en carbonato. Parece que la formación del “skarn” depende más de la composición de la roca encajante y de las condiciones de P-T altas más que de la petroquímica de los plutones asociados.

(ii) Las corneanas de biotita ± feldespato K (alteración potásica) rodean la mayoría de los “skarns” de oro, exceptuando los desarrollados de calizas puras. Parecería que el potasio originalmente presente en las rocas de caja se libera durante la formación del “skarn” y se incorpora en la alteración distal de biotita ± feldespato K.

(iii) La parte proximal está ocupada por granate y piroxeno de grano relativamente grueso. La proporción relativa de estos minerales es una función compleja de la composición del batolito, la actividad de los componentes en el fluido hidrotermal y el estado de oxidación general como la influencia de las fuentes magmáticas, la composición de la roca de caja y las reacciones minerales. No obstante, los depósitos más documentados indican que este “skarn” proximal está zonado internamente desde el predominio del granate cerca del plutón o del camino de los fluidos, hasta el predominio de los piroxenos más lejos de estas fuentes (Meinert, 1997).

(iv) Todos los tipos de “skarn” presentan una firma geoquímica de Au-As-Bi-Te. Esto se expresa frecuentemente con la aparición de arsenopirita, bismuto nativo, maldonita (Au_2Bi), teluros de Bi y Ag. Parece que procesos geoquímicos fundamentalmente similares han operado en ambientes geológicos relativamente diferentes.

Sin embargo, las características de los "skarn" de oro también muestran diferencias significativas y han sido agrupados en cuatro subdivisiones principales (Meinert, 1998) que son:

(i) "Skarns" de oro reducidos cálcicos.

(ii) "Skarns" de oro oxidados cálcicos.

(iii) "Skarns" de oro magnésicos que se forman a partir de protolitos dolomíticos y los minerales diagnósticos incluyen forsterita, espinela y serpentina.

(iv) "Skarns" de oro metamórficos que ocurren en terrenos con metamorfismo regional mesotermal y pueden aportar un enlace importante con los depósitos de oro en vetas mesotermales que están asociados con zonas de cizalla en ambientes corticales profundos.

Los dos tipos de skarn de oro cálcico están representados en el Ecuador y sus características están resumidas en la Tabla 8.2.

8.2 Distrito Azuay

Los sistemas de vetas epi-mesotermales auríferos aparecen en cada uno de los tres bloques fallados del campo minero Ponce Enríquez denominados Bella Rica, San Gerardo y Pijilí. La mineralización está alojada principalmente en volcanitas máficas (Unidad Pallatanga) y en menor extensión en las volcanitas suprayacentes de Saraguro e intrusivos menores. En el campo minero Bella Rica el principal enjambre de vetas tiene rumbo N a NW y localmente WNW a E-W en las proximidades de la Zona de Falla Río Guanache y la Brecha Cuy (Fig. 8.1). Hay una relación espacial y genética clara con las intrusiones porfídicas de Gaby-Papa Grande en términos de mineralización-alteración y características paragenéticas (ver Volumen 4). La mineralización es predominantemente mesotermal (Au + Cu + Ag ± As ± Zn ± Pb ± Bi-Te) con texturas epitermales de espacios abiertos y las características mineralógicas convirtiéndose cada vez más frecuentes en los niveles altos del sistema. La proximidad a las intrusiones porfídicas hacia el Norte y en profundidad es evidente por el comienzo del metamorfismo termal, los diques de andesita/microdiorita, los "stockworks" mineralizados y la alteración biotítica en las estructuras de veta principales. Hacia el Norte hay también un incremento en la turmalina y la magnetita y aparecen localmente trazas de molibdenita. La zonación lateral y vertical mineral (ej. pirita vs. pirrotina) y metálica (Zn + Pb vs. Cu) puede también estar relacionada con la proximidad de la intrusión. Los desplazamientos verticales en las fallas transversales no parecen tener un efecto significativo en la zonación. La situación de los sistemas de vetas puede ser debido a la reactivación extensional, causada por un levantamiento magmático (updoming), de las estructuras cenozoicas compresivas NW-SE (ej. rampas de cabalgamientos de bajo ángulo).

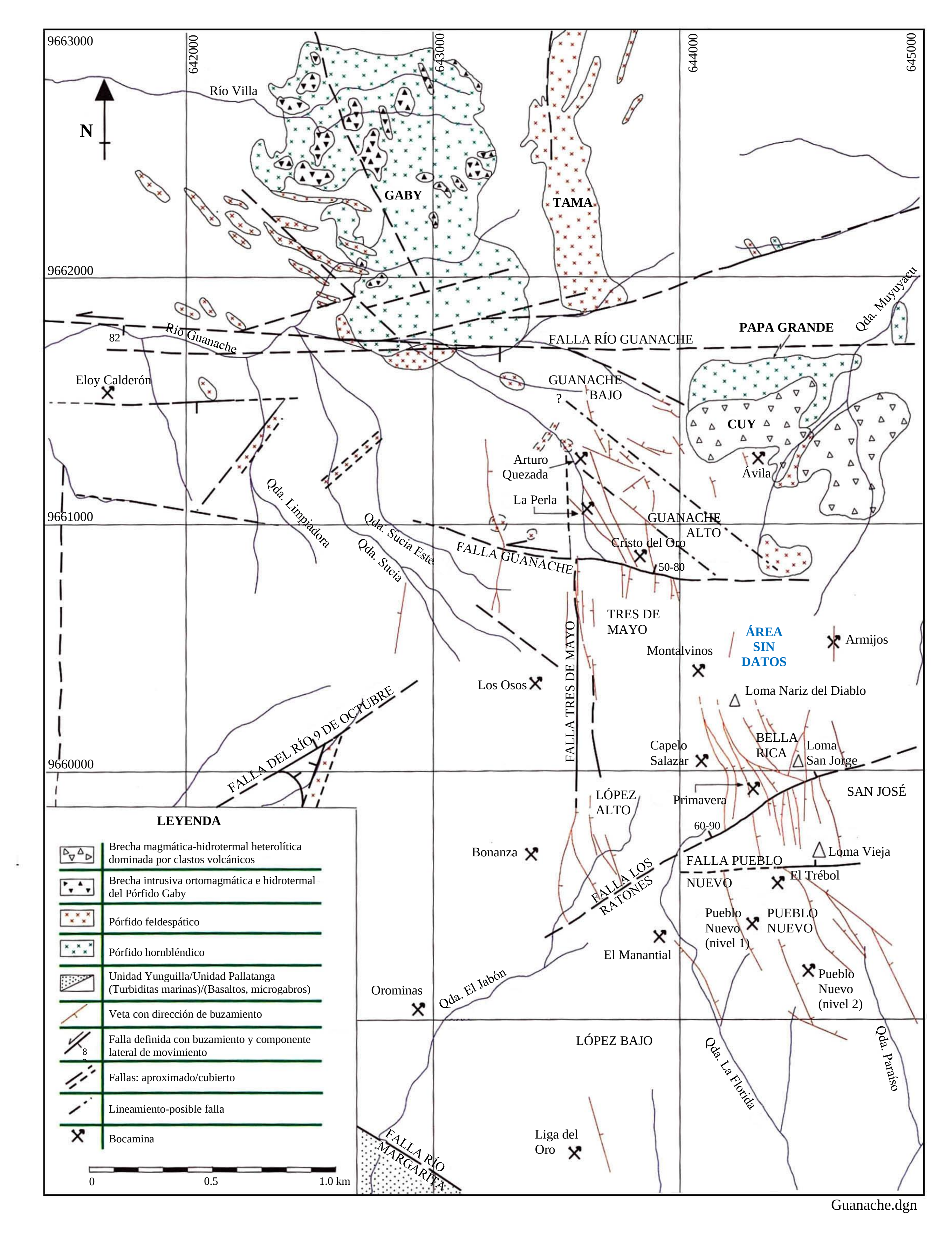


Figura 8.1 Mapa geológico simplificado del campo minero Bella Rica

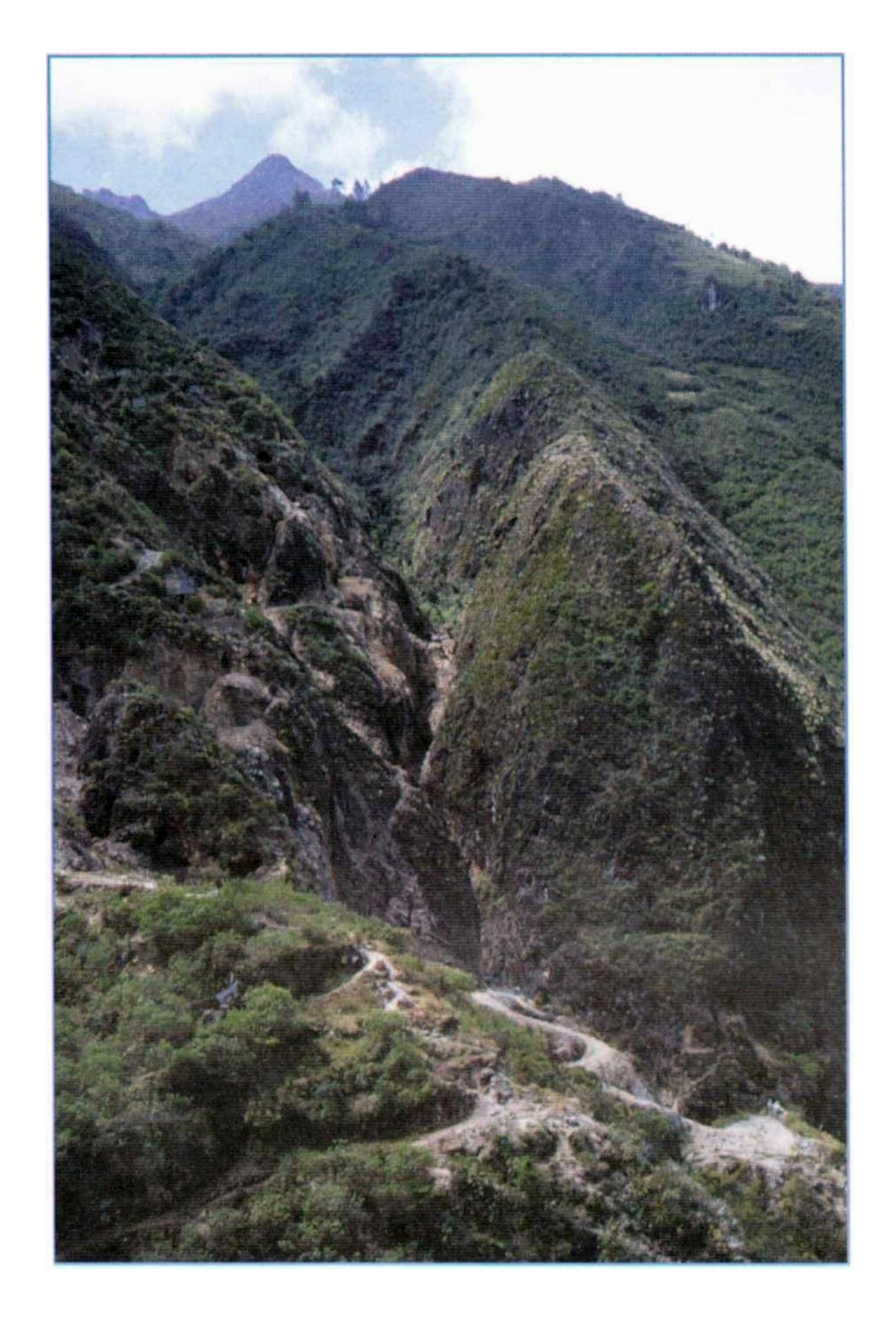


Foto 8.6 Vista general de las labores de Tres Chorreras, Distrito Azuay

Tabla 8.2 Comparación de los rasgos principales de los skarns de oro cálcicos reducidos y oxidados

Rasgos	Skarns reducidos de Au	Skarns oxidados de Au
Asociación de intrusivos	Plutones y complejos de diques/sills de granodiorita-diorita portando ilmenita	Stocks y complejos de diques/sills de cuarzomonzonita-granodiorita-diorita portando ilmenita y magnetita; "stockworks" de cuarzo
Protolitos	Diques, sills, unidades volcanoclásticas y rocas carbonosas ricas en clastos	Rocas sedimentarias epiclásticas y volcanoclásticas; tobas y calizas menores
Granate y piroxeno	Razones bajas de granate:piroxeno Granate grandita intermedia (Ad_{35-60}, $Sp < 2$); piroxeno hedenbergita (mayormente $Hd > 50$, Jo_{2-8})	Razones altas de granate:piroxeno. Grandita a andradita (Ad_{30-100}, Sp_{3-8}); piroxeno diopsídico pobre en Fe (mayormente $Hd < 40$, Jo_{4-13})
Otros minerales prógrados	Feldespato-K, biotita, escapolita, apatito, vesuvianita, anfíbol	Magnetita, biotita, feldespato-K, wollastonita
Zonado	Proximal: granate ± magnetita > piroxeno con Cu/Au alto; distal rico en piroxeno con Cu/Au bajo	Proximal: granate >> piroxeno Razón también depende de la composición del protolito y otros factores
Minerales retrógrados tardíos	Actinolita, wollastonita Fe, flogopita, clorita, epidota, zoisita, vesuvianita, cuarzo, calcita, escapolita	Epidota, cuarzo, feldespato-K, granate, biotita, clorita, calcita, hematita, pirita
Minerales de mena	Pirrotina, arsenopirita, magnetita > pirita, marcasita, calcopirita, esfalerita, teluros, Au y Bi nativos	Pirita > pirrotina >> calcopirita, bornita, esfalerita, galena, teluros, Au nativo
Ejemplos mundiales	Distrito Hedley, BC, Canadá Fortitude, Distrito Battle Mountain, EEUU	McCoy, Nevada, EEUU Red Dome, Queensland, Australia
Ejemplos en Ecuador	Ximena, Distrito La Plata	Nambija, Distrito Zamora

La mineralización de oro del campo minero San Gerardo está espacial y genéticamente asociada con los complejos dacítico-riolíticos intrusivo-extrusivos del Grupo Saraguro, la zona de falla de rumbo NW rellena de serpentinitas de Río Chico y las estructuras relacionadas. La mineralización de Au + As ± Sb comprende vetas de cuarzo-carbonato auríferas pobres en sulfuros (vetas-brecha, vetas laminadas de rotura-sellado, rellenos de fisuras y zonas de vetillas ("stringer"). La mineralización rica en Sb es más frecuente a altas elevaciones asociada con volcanitas dacíticas y a lo largo de la Zona de Falla de Río Chico. La mineralización en vetas al Sur de la Falla de Río Chico está alojada en estructuras subhorizontales a buzantes suavemente y está controlada principalmente por cabalgamientos de bajo ángulo y sus estructuras de rampa (Fig. 8.2) Estas estructuras tienen dirección NNW a WNW, fueron generadas durante una compresión directa/transpresión dextral NE-SW pre-25 Ma, durante la cual las serpentinitas de Río Chico se emplazaron tectónicamente. Las estructuras de veta mesotermales de rotura-sellado se piensa que están relacionadas con este evento. Las fases regionales extensionales subsecuentes y la rotación horaria general del campo de esfuerzos remotos llevaron a la reactivación de estas estructuras tempranas (sentido sinistral y movimiento lateral) y la brechificación hidráulica y tectónica bajo condiciones epitermales. La mayoría del oro entró durante la reactivación extensional. San Gerardo en contraste con Bella Rica, se caracteriza por los valores elevados de Sb y Cd y muy bajos de Bi y Te. El contenido en plata es generalmente mucho más bajo, excepto en las vetas de falla de Río Chico.

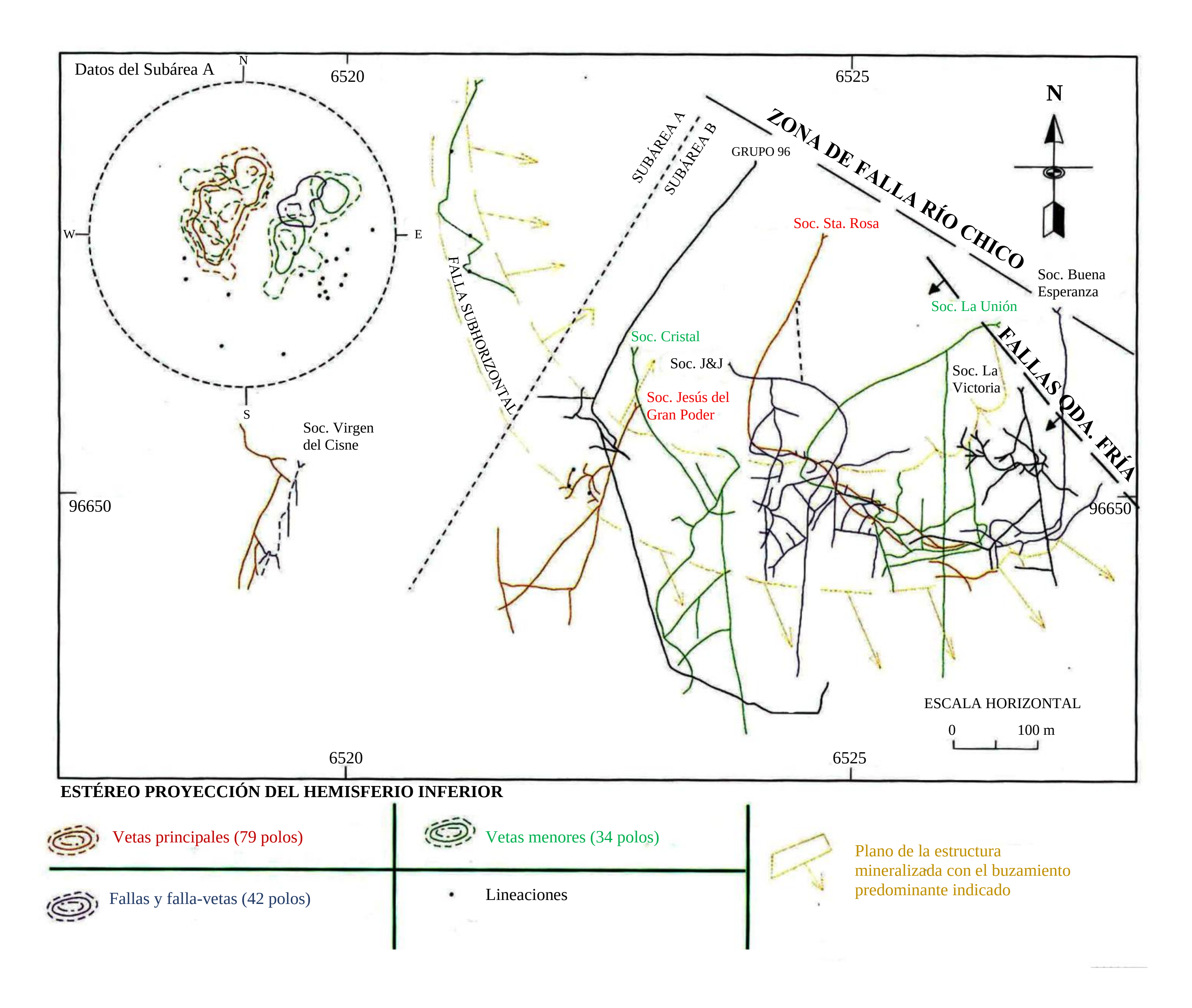


Figura 8.2 Mapa de síntesis del sector La Fortuna Sur. Campo Minero San Gerardo

Tabla 8.3 Perfiles de los campos mineros Zaruma-Portovelo, Bella Rica y San Gerardo

Nombre	**Campo Minero Bella Rica (Nos. 53, 207, 209-214, 217-221)**	**Campo Minero San Gerardo (Nos. 51, 196-200)**	**Campo Minero Zaruma Portovelo (Nos. 83-86, 88)**
Ubicación	4-5 km al Este a SE de Ponce Enríquez; 35 km NE de Machala, Distrito Ponce Enríquez	7-8 km SSE de la Comunidad Shumiral; 43km NE de Machala, Distrito Ponce Enríquez	Sector de los pueblos de Portovelo y Zaruma con extensión hacia al norte hasta Arcapamba
Nivel de erosión	Máxima altura de 1129 msnm y un rango vertical de mineralización económica de ca. 800 msnm	Máxima altura de 1714 msnm y un rango vertical de mineralización económica de ca.700 msnm	Máxima altura de 1600 msnm y un rango vertical de mineralización económica de >1400 msnm
Metales económicos	Oro, plata (cobre)	Oro	Oro, plata, (cobre, zinc, plomo)
Litología encajante	Basaltos toleíticos lávicos, masivos y almohadillados, hialoclastitas, volcanoclastitas de composición andesítica-basáltica e intrusiones básicas subvolcánicas contemporáneas	Basaltos toleíticos lávicos, masivos y almohadillados, hialoclastitas, volcanoclastitas de composición andesítica-basáltica y cherts y a un nivel más alto volcanitas andesíticas-dacíticas (tobas y brechas) y complejos riodacíticos de lavas, tobas, brechas e intrusiones subvolcánicas	Lavas basalto-andesíticas y andesíticas, tobas andesíticas y dacíticas
Edad de mineralización	Terciario Tardío?	Terciario Tardío ?	Terciario Tardío (<15 Ma)
Entorno geológico	Una secuencia basáltica (Basaltos de Bella Rica) de la Unidad Pallatanga de edad Cretácico Medio-Temprano y espesor de más de 1 km, intruido por varios cuerpos de cuarzo-diorita a microtonalita porfídica (ej. Gaby, Guadalupe, Papa Grande) de edad Terciario Tardío. Hacia al Este esta unidad está cubierta discordantemente por volcanitas calco-alcalinas subaéreas del Grupo Saraguro de edad Terciario Medio-Tardío	Una secuencia basáltica (Basaltos de Bella Rica) con cuerpos de gabro y serpentinita contemporánea de la Unidad Pallatanga de edad Cretácico Medio-temprano. Complejos extrusivos-intrusivos riodacíticos y volcanoclásticos andesíticos-dacíticos con sedimentos siliciclásticos incluyendo brecha-conglomerados (riodacitas retrabajadas) suprayacentes forman relictos exteriores del Grupo Saraguro (edad Terciario Medio-tardío) en las partes más altas.	Una secuencia volcánica calco-alcalina dominada por andesitas (Unidad Portovelo) que forma una parte del Grupo Saraguro dominada por tobas dacíticas a riolíticas de edad Terciario Medio (Oligoceno) e intruido por stocks subvolcánicos de riolita y cuerpos de granodiorita de edad Oligoceno Tardío a Mioceno Temprano
Marco tectónico	Terreno oceánico fragmentado por sobrecorrimientos de bajo ángulo con buzamiento SSW, fallas de rumbo NW-SE (Río Tenguel, Río Margarita) los cuales delimitan el campo aurífero de Bella Rica (componente de movimiento dextral pre-Cenozoico y sinistral durante el Cenozoico), E-W y NE-SW (movimiento normal-sinistral) que separa dominios de diferente niveles estructurales, NNE-SSW a lo largo de la cual se han emplazado diques de pórfido y de N-S a NNW-SSE con movimiento normal-dextral los cuales forman el sistema de vetas	Terreno ofiolítico superpuesto con magmatismo calcoalcalino entre las fallas de Río Tenguel y Río Chico con rumbo NW. Sector caracterizado por apilamiento tectónico por sobrecorrimientos y fallas inversas con buzamiento SW. Fallamiento conjugado (NE-SW y NW-SE) con movimiento tanto normal como inverso dentro de los bloques de sobrecorrimiento. Algunas rampas de sobrecorrimiento están localizadas a lo largo de contactos con cuerpos de riodacita. Fracturas de segundo orden relacionadas con las rampas buzan NE y SW	Terreno volcánico calco-alcalino subyacido por corteza continental. Este basamento pre-Mesozoico llamado el Complejo Metamórfico El Oro está expuesto al sur de Falla Piñas y dentro de ventanas en el Grupo Saraguro. El sistema Zaruma-Portovelo está delimitado norte y sur por dos fallas principales de rumbo NW (Fallas Piñas y Puente Busa-Palestina). Estas fallas muestran movimiento dextral-normal. Hay un juego conjugado de fallas de rumbo NE con desplazamiento lateral-izquierdo. También ha sido reportado una serie de estructuras subcirculares concéntricas relacionada con un centro volcánico. La mineralización está alojada en estructuras de rumbo N-S ("dilational jog")
Rocas asociadas	Cuerpos de brecha intrusiva, ortomagmática e hidrotermal. Pequeños tachones y diques de pórfido hornbléndico y microdiorita de rumbo NE, los cuales son apófisis de los cuerpos principales	Cuerpos de microdiorita y pórfido de cuarzo, brechas intrusivas y magmato-hidrotermal, diques de guijarros	Intrusiones de riolita (stocks, diques y mantos) pequeñas parcialmente cubiertas con flujos y tobas ácidas subaéreas coetáneas
Geometría	Sistema de vetas mineralizadas de rumbo NNW y buzamiento hacia el Este (28-82°) que extiende ca. 3 km y alcanza una máxima anchura de ca. 1.3 km. La mayoría de vetas tienen una dirección N-S y son verticales o subverticales, pero pueden variar hasta WNW-ESE con inclinaciones bajas a moderadas y muestran inflexiones abiertas en forma de Z. En el bloque al norte de la Falla del Río Guanache (E-W) el cual muestra un nivel más erosionado y profundo las vetas son relativamente escasas y localizadas adentro o a lo largo de los contactos	Varios sistemas de vetas mineralizados. Sector El Encanto: vetas de rumbo dominante NW-SE y buzamiento al noreste (10-48°) Sector Tres Cruces/Qda. Las Minas: vetas de rumbo ENE y buzamiento al SSE (18-46°) Sector Las Paralelas: vetas de rumbo NNW con buzamiento al ENE (36°) localmente pasa al NW Sector La Fortuna: vetas de rumbos NNW-SSE con buzamientos al WNW (40-85°). NW-SE hasta WNW-ESE con buzamientos cada lado de 10-60° y NE-SW hasta ENE-WSW con buzamiento	Sistemas de vetas mineralizadas que se extienden continuamente por más de 15 km N-S con una anchura máxima de 4 km y extensión vertical de 1.4 km. La potencia de las vetas principales varía entre 0.2 y 2.7 metros con un promedio de 1.3 metros. La mayoría de vetas toman un rumbo N-S con buzamientos de 40-90° al Este, pero localmente pasa al NW-SE. Los sistemas de vetas están cortados por fallas transversales con rumbo NE y desplazados por fallas normales con buzamiento de bajo ángulo hacia al Oeste
Textura/Estructura	Los sistemas de vetas mineralizadas se anastomosan, forman abanicos imbricados (colas de caballo) y localmente dúplexes extensionales de escala métrica a decamétrica. Las vetas muestran estructuras de cinta con lentes de sulfuro masivo y reemplazamientos de inclusiones y pantallas de la roca encajonante. Son vetas complejas de multietapa con deslizamiento y brechificación intermineral y recristalización. Hay rellenos de fisuras dilatadas y ejemplos de coloformes, cavidades drusiformes y texturas de peine principalmente en las fases tardías. Rellenos e impregnaciones (diseminaciones y reemplazamientos totales) de las matrices de las brechas hidrotermales. "Stockworks" de fracturas y vetillas finas de pirita asociados con las vetas y brechas en la vecindad de los pórfidos	Hay dos estilos de mineralización de veta: vetas tensionales planas y, vetas dilatacionales de falla ("crack-seal"). Vetas de falla tienen zonas de deslizamiento y brechificación. Las estructuras mineralizadas comúnmente tienen dos (o más) vetas paralelas que muestra textura de cinta multietapa y una forma lenticular ("pinch & swell"). Estructuras incluyen dúplexes, espuelas, juegos anastomosados y colas de caballo. "Stockworks" de vetillas finas se han desarrollado dentro (entre las vetas principales) y próximo a las zonas mineralizadas. Sulfuros remplazan las películas/pantallas de roca intraveta y también en la forma de diseminaciones finas asociadas con los "stockworks". Hay mucho desplazamiento de vetas por fallas post-mineral paralelas y oblicuas a las zonas mineralizadas	Mineralización de veta muestra características típicas de relleno de fisuras abiertas (estructuras de peine, coloformes, textura de cinta y drusas) y refleja ciclos repetitivos de deposición. Hay dos fases principales de mineralización superpuesta: mesotermal (rica en metales bases) y epitermal (rica en metales preciosos). Localmente las vetas epitermales tienen fragmentos de asociación mineralógica mesotermal
Mineralogía de mena	Dominado por pirrotina y/o pirita y localmente arsenopirita o calcopirita con menores cantidades de esfalerita, galena, hematita y trazas de molibdenita, tetraedrita, estannita, jamesonita, altaíta, discrasita, hessita, teluros de Bi, bismuto nativo, marcasita, magnetita y raramente oro nativo. Minerales secundarios de cobre incluyen cobre nativo, cuprita, calcosina, covelina, digenita y malaquita. Finura del oro: 730-950 (Av. 15-20% Ag)	Dominado por arsenopirita y/o pirita y localmente estibina y menores cantidades o trazas de oro nativo, pirrotina, calcopirita, esfalerita y molibdenita Finura del oro: 860 (14% Ag)	Pirita, calcopirita, esfalerita y galena con cantidades menores de tetraedrita, tennantita, enargita, bournonita, oro nativo, magnetita, marcasita y localmente bornita Finura del oro: 650-870 (13-35% Ag) Minerales secundarios de cobre incluyen covelina, calcosina y malaquita
Mineralogía de ganga	Cuarzo, carbonato (calcita >> Fe dolomita), epidota, clorita, sericita-moscovita, biotita, turmalina, calcedonia, ankerita, esmectita y baritina (solo en "stockworks")	Cuarzo, carbonato (calcita y dolomita), clorita y epidota	Cuarzo, adularía, calcita, fluorita, clorita y epidota
Mineralogía de alteración	Alteración potásica caracterizada por flogopita y biotita está extensamente desarrollada en los pórfidos mientras que en las volcanitas este tipo de alteración está localizada dentro de brechas, "stockworks" y vetas mesotermales solamente en las zonas próximas de las intrusiones. La alteración hidrotermal más notable y pervasiva es la propilitización (albita, actinolita, clorita, epidota, calcita y zeolitas) acompañada por pirita o pirrotina diseminada y en fisuras de "stockwork". Turmalinización está asociada con las brechas, "stockworks", fallas y vetas en los sectores de Guanache Alto y Guadalupe y próxima a los pórfidos. También hay silicificación localizada especialmente en las inmediaciones de las vetas.	En las andesitas y basaltos hay una sobrecarga de alteración propilítica caracterizada por clorita intermedia y carbonatos superpuesta sobre propilitización (clorita + epidota) a la escala del distrito. Las riodacitas muestran alteración fílica-argílica (sericita, illita, clorita) la cual están enmascarada por alteración supergénica intensa a minerales del grupo caolín. Silicificación localizada en zonas de vetamiento	Hay dos tipos de zonación de alteración: un patrón concéntrico de escala-km alrededor del centro volcánico y una zonación de escala-métrica en las rocas encajonantes de las vetas individuales. Propilitización pervasiva es una característica regional de las andesitas del Formación Célica y ésta rodea un núcleo subcircular de silicificación y alteración argílica. En la escala-métrica las aureolas de alteración en las rocas encajonaste de las vetas muestran un conjunto de minerales cuarzo-clorita-sericita-adularia-calcita ± pirita próximo a la mineralización. Hay una transición secuencial afuera de las vetas hacia alteración argílica y propilítica. Parches ricos en sericita-illita y adularia están localmente superpuestos sobre la zona propilítica
Meteorización	Oxidación fuerte en las vetas que cruza la cumbre de Loma San Jorge entre 1100 y 1000 msnm y a lo largo de las vetas de falla reactivadas a más baja altitud (800 msnm) pero no hay datos fijos	Meteorización fuerte (argilización intensa) en las rocas riodacíticas, pero no hay datos sobre los límites/cambios con profundidad	Cerca de la superficie ocurren muchos óxidos de hierro y manganeso, pero no hay datos sobre los límites/cambios con profundidad
Dispersión geoquímica	Geoquímica de suelos y sedimentos fluviales indican una zona de rumbo NW con valores anómalos de Au, Cu, Te, Mo y Bi. Algo de dispersión aluvio-coluvial cuesta abajo. Levantamiento geoquímico de orientación indica que Cu (> 0.01 %) y As (> 0.02 %) y en menor medida Pb y Ag son los mejores guías de la mineralización vetiforme	Anomalía fuerte y extensa de oro en los sedimentos fluviales (-80#) en un área de 7×2 km lo cual parece ser espacialmente relacionado con los complejos volcánicos/subvolcánicos riodacíticos. Fuerte correlación entre Au y As en el subsuelo. Baja correlación entre Au y Ag y falta de valores anómalos de Cu, Pb y Zn	Levantamiento geoquímico de suelos muestra una buena correlación entre las anomalías detectadas Cu (>310 ppm), Pb (>746 ppm) y Zn (>1000 ppm) y las estructuras mapeadas o sus supuestas extensiones hacia el norte. Esto es el caso particularmente para el Cu y el Zn y en menor grado para el Pb y Ag. No existe datos para el oro. Sin embargo, estas anomalías son algo discontinuas, reflejando una posible distribución irregular de la mineralización potencialmente económica dentro de las estructuras
Depósitos relacionados	"Stockworks", brechas y vetas exocontactos del tipo meso-epitermal. Oro eluvial y aluvial.	Stockworks. Oro aluvial	Sistemas de vetas periféricas de baja sulfuración (Ayapamba, Minas Nuevas y El Tablón). Minas Nuevas ocurre al norte de la Falla Puente Busa-Palestina y desplazado sinistralmente

Tabla 8.4 Perfil de los depósitos de chimeneas de brechas mesotermales con turmalina. Cinturón Tres Chorreras-La Playa. Distrito Azuay. Gigantones/Guabisay y Tres Chorreras

Nombre	La Tigrera (No. 229)	La Playa (Nos. 62-66, 231-300)
Ubicación	Cordillera Occidental, ca. 20 km al NE de Pasaje	Cordillera Occidental, ca. 21 km al NE de Pasaje
Altura	Vetillas a 1600 msnm	1470 msnm. Desarrollo vertical de la chimenea de ca. 100 m
Metales económicos	Oro	Oro, cobre, molibdeno
Litología encajante	Granodiorita hornbléndica La Soledad, que intruye en ignimbritas dacítico-riolíticas del Grupo Saraguro (Eoceno-Oligoceno)	Pórfido cuarzo-feldespático dentro de los materiales del Grupo Saraguro (Eoceno-Oligoceno)
Edad de mineralización	Mioceno Medio ?	Mioceno Medio ?
Entorno geológico	Arco continental sobre un arco de islas. Terreno Piñón-Macuchi	Arco continental sobre un arco de islas. Terreno Piñón-Macuchi
Marco tectónico	Posible control estructural de las intrusiones granodioríticas por fallas NW y NNE	Posible control estructural de las intrusiones granodioríticas por fallas NW y NNE
Rocas asociadas	Granodiorita hornbléndica con magnetita Pórfidos cuarzo-feldespáticos. Ignimbritas riodacíticas-riolíticas	Pórfido cuarzo-feldespático e ignimbritas dacíticas-riolíticas
Geometría	Zonas irregulares dentro de la montera de oxidación de la granodiorita La Soledad Chimeneas de brechas asociadas	Una chimenea subcilíndrica de unos 25 m de diámetro y unos 100 m de altura mínima. Presenta fallas anulares enriquecidas. Fracturas dominantes subhorizontales dentro de la chimenea que desaparecen fuera de ella y controlan la brechificación
Textura/Estructura	Stockwork de vetillas centimétricas de cuarzo y turmalina, con parches de pirita de varios cm. Localmente drusas de cuarzo. Diseminación de pirita en las salbandas. Pirita residual dentro de los óxidos de hierro	Brechas de clastos angulosos cementadas por la mineralización En ocasiones brechas de clastos tabulares dispuestos paralelamente a la fracturación dominante (subhorizontal). Cavidades con drusas de cuarzo y turmalina, oro libre
Mineralogía de mena	Pirita, oro, goetita, hematita, limonita y magnetita	Pirita, calcopirita, oro, bornita, covelina, hematita, magnetita, molibdenita, malaquita
Mineralogía de ganga	Cuarzo, turmalina, feldespato potásico, clorita, actinolita, esfena	Cuarzo, turmalina, clorita, epidota
Mineralogía de alteración	Propilitización de la granodiorita en la zona del stockwork (Clorita Fe + Int, actinolita). Sericitización más restringida a las vetillas (sericita, fengita, paragonita, flogopita) Intensa argilización meteórica que enmascara las zonas	Silicificación muy intensa y previa a la mineralización. Cloritización muy suave (Clorita Fe). Ambas alteraciones crean un halo más amplio que la chimenea. Sericitización y argilización en los bordes de los clastos <1 cm (sericita, illita, flogopita). Argilización meteórica, principalmente en las fracturas anulares
Meteorización	El yacimiento explotado es un sombrero de oxidación desarrollado sobre el stockwork. La potencia estimada es ca. 100 m, la falta de datos precisos impide conocer su límite inferior. La argilización es intensa en algunos sectores (caolinita, halloysita, montmorillonita, gibbsita)	Argilización suave en toda la parte observable de la chimenea e intensa a favor de las fracturas anulares (caolinita, halloysita, montmorillonita, gibbsita)
Dispersión geoquímica	No se conoce la existencia de estudios geoquímicos sistemáticos en el sector	No se conoce la existencia de estudios
Depósitos relacionados	Chimeneas de brechas Turm-Au: Micro, La Playa, La Banda, Ensillada, Los Brujos, Las Bolsas, Tiburón, El Pilar y Los Huecos	Stockwork de La Tigrera Chimeneas de brechas mineralizadas: La Banda, Ensillada, Los Huecos, Los Brujos, Las Bolsas, Tiburón, El Pilar

Tabla 8.5 Perfil de los depósitos de chimeneas de brechas mesotermales con turmalina. Cinturón Tres Chorreras-La Playa. Distrito Azuay

Nombre	Gigantones/Guabisay (Nos. 61-234)	Tres Chorreras (No. 58)
Ubicación	Cordillera Occidental, ca. 15 km al W de Pucará (Azuay)	Cordillera Occidental, ca. 8 km al W de Pucará (Azuay)
Altura	2250 msnm. Desarrollo vertical visible de la chimenea ca. 200 m	3100 msnm. Desarrollo vertical total de las chimeneas de brechas ca. 400 m
Metales económicos	Oro, cobre, molibdeno	Oro, cobre, molibdeno, plomo, zinc
Litología encajante	Ignimbritas y tobas ácidas del Grupo Saraguro (Eoceno-Oligoceno)	Ignimbritas y tobas acidas del Grupo Saraguro (Eoceno-Oligoceno) y microdiorita
Edad de mineralización	Mioceno Medio ?	Mioceno Medio ?
Entorno geológico	Arco continental sobre un arco de islas del Terreno Piñón-Macuchi	Arco continental sobre un arco de islas del Terreno Piñón-Macuchi
Marco tectónico	Chimenea controlada por fallas N30E y subverticales de entidad regional y que forman una alineación con Tres Chorreras La Tigrera, La Playa y La Banda	Posible control de las intrusiones de microdioritas por fracturas NW-SE Las chimeneas se forman en el contacto de las ignimbritas y las microdioritas Alineación regional con Gigantones, La Playa, La Banda y La Tigrera
Rocas asociadas	Microdioritas y granodioritas hornbléndicas en pequeños apuntamientos Posible cuerpo granodiorítico regional en profundidad Zona muy gossanizada en superficie	Microdioritas, ignimbritas riodacíticas a riolíticas y un cuerpo de diatrema con brecha de las diferentes litologías locales, incluidas las brechas mineralizadas Al S aflora un cuerpo de granodioritas que pudiera estar relacionado con la formación del depósito
Geometría	Chimenea vertical irregular de unos 50 m de diámetro y unos 200 m de altura mínima Sombrero de oxidación desarrollado en 20 m Control estructural intenso por fallas regionales N30E que limitan las brechas	Conjunto de chimeneas, subverticales o inclinadas, de sección irregular Cada una tiene unos 10 m de diámetro y longitudes de 100-200 m Al menos 6 chimeneas han sido explotadas
Textura/Estructura	Brechas de clastos angulosos y subredondeados cementada por la mineralización En ocasiones brechas de clastos tabulares Cavidades con drusas de cuarzo y turmalina	Brechas de clastos angulosos y subredondeados cementadas por minr En ocasiones brechas de clastos tabulares paralelos a los sistemas de fracturas dominantes. Cavidades con drusas de cuarzo y turmalina
Mineralogía de mena	Pirita, calcopirita, oro, covelina, hematita, magnetita, cerusita, molibdenita	Pirita, calcopirita, oro, molibdenita, hematita, magnetita, galena, esfalerita, arsenopirita, especularita, goetita, ankerita, malaquita
Mineralogía de ganga	Cuarzo, turmalina, clorita, epidota	Cuarzo, turmalina, dolomita, feldespato potásico
Mineralogía de alteración	Silicificación intensa formando un halo interno y externo a la chimenea. Cloritización muy suave dentro de la chimenea. Ambas pre-mineralización. Argilización en los bordes de los clastos <1 cm (illita). Sericitización dentro de la chimenea (sericita, fengita). Meteorización a favor de fracturas (montmorillonita, caolinita, halloysita)	Silicificación intensa en las zonas de borde de las microdioritas donde se producen las brechas. Sericitización media asociada. Ambas previas a la brecha y mineralización. Argilización local en los bordes de los clastos (illita)
Meteorización	Todas las labores antiguas están incluidas en un sombrero de oxidación con argilización intensa. En las perforaciones se observa que avanza hasta unos 100 m de profundidad (montmorillonita, caolinita y halloysita).	Zonas de oxidación superficial irregulares. La argilización supergénica es intensa y avanza hasta ca. 50 m en las perforaciones (montmorillonita, caolinita, halloysita y gibbsita)
Dispersión geoquímica	No se conoce la existencia de estudios	La geoquímica de suelos fue realizada sobre las vetillas epitermales tardías respecto de las brechas. Se analizó Au, Ag, Mo, As y Cu. Las anomalías reflejan bien las zonas de más abundancia de vetillas y una dispersión a favor de la pendiente. Los valores de Au en las brechas mineralizadas no presentan un patrón definido
Depósitos relacionados	Otras chimeneas de brechas: Tres Chorreras, Guabisay y San Martín. Todas ellas en una banda N30E (dirección regional)	Otras chimeneas de brechas: Gigantones Guabisay y San Martín. Todas ellas en una banda N30E (dirección regional)



Foto 8.7 “Stockwork” pirítico de La Playa, Cinturón Tres Chorreras – La Playa, Distrito Azuay. Andesita silicificada, sericitizada y piritizada (color amarillo por oxidación)



Foto 8.8 Chimeneas de brecha La Banda, Grupo La Playa, Cinturón Tres Chorreras – La Playa, Distrito Azuay. Brecha de clastos de granodiorita cementada con turmalina y cuarzo

Las chimeneas de brechas mesotermales ricas en turmalina mineralizadas con Au-Cu-Mo están espacial y genéticamente relacionadas a los límites fundamentales de terrenos, del Cretácico Inferior a Superior, que han sido reactivados continuamente durante el Cenozoico. Están asociadas con cuerpos intrusivos de granodioritas-dioritas caracterizados por texturas porfídicas y mineralización débil en "stockwork". Las brechas tienen geometría de chimenea y de caparazón y son principalmente del tipo magmático-hidrotermal (Fig. 8.3). En Tres Chorreras son postdatadas por brechas freáticas (diatrema) y sistemas de vetillas epitermales. El principal grupo de brechas se halla dentro del Cinturón Tres Chorreras-La Playa que sigue el sistema de fallas Bulubulu hacia el Sur desde el área de Chaucha hasta su terminación imbricada en la Falla del Jubones. Las chimeneas de brechas se alojan dentro de las volcanitas Saraguro y están situadas dentro de lineamientos de falla/fractura al NW o cerca de las intersecciones con las ramificaciones en abanico extensional del sistema Bulubulu, de dirección SW a WSW.

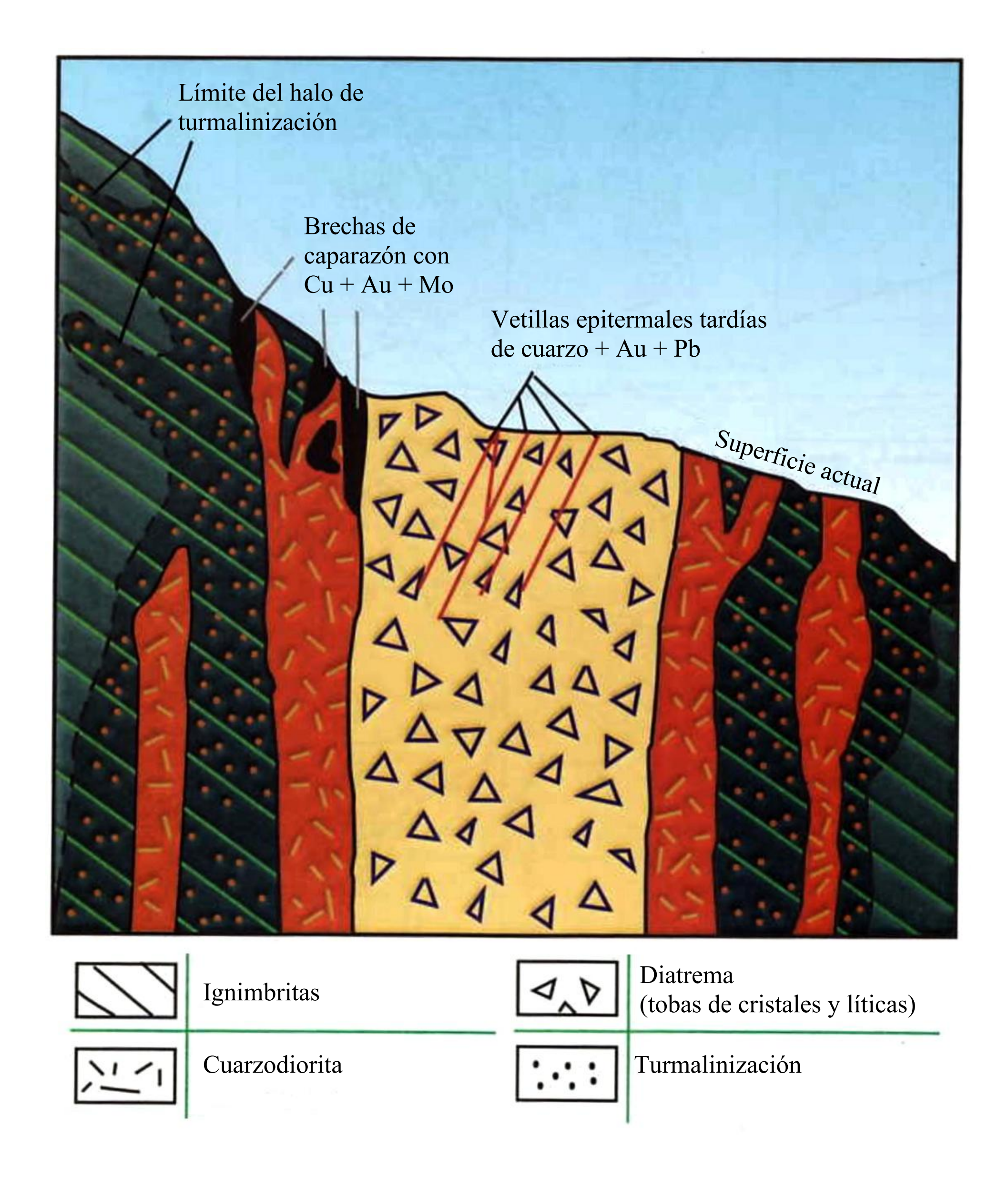


Figura 8.3 Sección esquemática de las relaciones geológicas de las chimeneas de brecha ricas en turmalina (Cinturón Tres Chorreras – La Playa)

La chimenea de brechas rica en turmalina con Au-Cu-Mo-W de Mina Peggy está situada dentro de la Zona de Cizalla de Baños de rumbo NNE-SSW, que separa los terrenos de Alao y Loja en la Cordillera Real. Este sistema pasa hacia abajo a vetillas alimentadoras con la misma mineralización y alteración fílica. La chimenea de brechas está asociada con pequeñas intrusiones y diques · de un pórfido riolítico intensamente alterado de edad Oligoceno medio. La situación de la chimenea de brechas Peggy en este límite de terrenos está relacionada con fracturas transversales de rumbo WNW.

Dado que, por definición, los depósitos descritos en este capítulo están espacial y genéticamente relacionados con intrusiones, el control individual más importante para su ubicación es la estructura. Ésta a su vez depende de la tectónica regional y de los cambios evolutivos en el régimen de esfuerzos remotos. En términos más simples, a niveles corticales epi-mesotermales el magmatismo intrusivo y los sistemas hidrotermales están situados preferencialmente dentro de las estructuras dilatantes. La revisión de la tectónica regional, las épocas metalogenéticas y la situación de los depósitos porfídicos y epi-mesotermales relacionados con intrusiones sugieren lo siguiente:

(i) Los depósitos están espacialmente relacionados con las zonas de falla de rumbo andino del N al NE, sus abanicos imbricados de segundo orden o sigmoides.

(ii) Las estructuras de segundo orden más favorables son de NE-WE hasta ENE-WSW, que durante un régimen regional transpresivo dextral son fundamentalmente extensionales.

(iii) La situación específica de los depósitos está relacionada generalmente con las intersecciones con las estructuras transversales NNW y WNW.

(iv) El magmatismo y la mineralización hidrotermal asociada normalmente ocurren durante los períodos de cambio en el régimen de esfuerzos remotos, especialmente al comienzo de los episodios extensionales que siguen a los episodios compresivos acelerados.



Foto 8.9 Corte de diatrema, Tres Chorreras. Vetillas epitermales de cuarzo y oro con borde de argilización centimétrica y oxidación de sulfuros diseminados (color ocre)



Foto 8.10 Labores sobre las vetillas epitermales en la diatrema de Tres Chorreras, Distrito Azuay



Foto 8.11 Vista general de Mina Peggy, Cinturón Collay-Shincata. Colores ocre de la oxidación de pirita; cardenillo de la calcopirita

8.3 Distrito Zamora

8.3.1 Campo minero Chinapintza

La mineralización aurífera de vetas, brechas y "stockworks" en el campo minero de Chinapintza es del tipo epitermal de baja sulfuración relacionado con un complejo volcánico-subvolcánico de edad Cretácico Medio. El batolito de Zamora (edad Jurásica) forma el basamento de este complejo. Mineralización de Au-Ag-Pb-Zn-Mn ocurre en todas partes del complejo, pero está mejor desarrollada en los pórfidos dacíticos-andesíticos de Chinapintza y Biche.

Los rasgos de la mineralización (ver Tabla 8.6) son estrechamente comparable con las características descritas en la literatura (Hedenquist et al., 1996) y con los yacimientos de este tipo mencionados en el Volumen 2. Estos incluyen:

- Yacimientos asociados con un centro volcánico calco-alcalino y que forman un extenso campo de vetas.
- Exhiben un fuerte control estructural de la conducción de los fluidos.
- La mineralización sigue a la intrusión y se centra en las zonas de brechas permeables, fracturas y fallas ocupadas por intrusiones tardías.
- Las vetas y veta-brechas alimentadoras pasan hacia arriba a amplias zonas de mena en forma de enjambres de vetillas, "stockworks" y brechas.
- Caracterizado por un alto contenido de plata; el oro está principalmente como electrum y puede estar acompañado con plata aurífera o nativa.
- El carbonato y el manganeso son componentes importantes de la ganga.
- La alteración es dominantemente de tipo fílica-argílica pero caracterizada por la asociación de adularia-sericita (en Chinapintza la adularia está totalmente argilizada).

En el campo minero Chinapintza las vetas están mejor desarrolladas en los pórfidos dacíticos subvolcánicos y están claramente asociadas con intrusiones más tardías de pórfido riolítico. En las volcanitas permeables suprayacentes la mineralización es comúnmente más difusa ("stockworks" y diseminaciones) y de bajo grado. Se atribuye el contraste entre el estilo de mineralización en los pórfidos y los volcánicos relacionados como una función de permeabilidad de las litologías.

El principal control de la distribución de la mineralización en Chinapintza parece ser la presencia de canales estructurales adecuados y una fuente infrayacente de calor ocasionado por intrusiones riolíticas de alto nivel.

Tabla 8.6 Perfiles de los depósitos de los campos mineros de Chinapintza y Nambija

Nombre	**Cinturón de skarn aurífero Nambija (Nos. 140, 252-255)** Campo Mineral Nambija, Subdistrito Cumbaratza	**Campo aurífero Chinapintza (Nos. 144, 240-243)** Campo Mineral Pachicutza, Subdistrito Gualaquiza
Ubicación	Cinturón N-S de 30 km de largo y ubicada 20 km al Este de Zamora, Cordillera Nanguipa	10 km al NE de Pachicutza; 40 km al Este de Zamora, Cordillera del Cóndor Sur
Nivel de erosión	Altura máxima de 2750 msnm y un rango vertical de mineralización económica de ca. 1200 msnm	Máxima altura de 2100 msnm y un rango vertical de mineralización económica de >400 msnm
Metales económicos	Oro	Oro, plata
Litología encajante	Skarn, tobas y volcanoclásticos andesíticos poco o nada skarnificados, brecha-conglomerados dacíticos, mármoles, cherts y cuarcitas	Granodiorita hornbléndica, pórfido dacítico de cuarzo ± feldespato ± hornblenda, pórfido andesítico de hornblenda, volcanitas y pórfidos riolíticos y riodacíticos
Edad de mineralización	Paleoceno - Eoceno Medio (ca. 48-65 Ma)	Cretácico medio (96 ± 10 Ma)
Entorno geológico	La secuencia encajante son rocas volcano-sedimentarias del Triásico Medio-Tardío a Superior (Unidad Piuntza) que se superponen parcialmente a las rocas metamórficas de la Unidad Isimanchi (Carbonífera?). Estas unidades forman parte de un gran enclave de techo del batolito granodiorítico de Zamora (Jurásico Medio) preservado en un graben o cuenca de rift. La Unidad Piuntza comprende calizas y rocas epiclásticas interestratificadas con volcanoclásticos, tobas y flujos volcánicos de composición dominantemente andesítica	Basamento de rocas metamórficas del Triásico o pre-Mesozoico y anfibolitas de Unidad Misahuallí intruidas por el batolito granodiorítico de Zamora de edad Jurásico Medio. Complejos extrusivo-intrusivo de composición andesita a riolita (principalmente dacita-riodacita) de edad Cretácico Medio, compuestos de volcanitas subaéreas (flujos, tobas y brechas), sedimentos epiclásticos, volcanoclásticos proximales e intrusiones subvolcánicas (pórfidos y microgranitoides) ej. pórfidos Chinapintza y Biche
Marco tectónico	Las fallas longitudinales principales de rumbo N-S (Falla Nambija-Oeste y Falla Wintza-Este) definen un "graben" de unos 4 km de ancho dentro del Batolito de Zamora y delimitan el cinturón volcanosedimentario que recubre al zócalo. El "graben" se ha formado durante un período de extensión Cretácico-Medio. La secuencia localmente metamorfizada y preservada dentro del graben tiene pendientes suaves excepto por el alabeo e inclinación relacionada con el fallamiento y un sinclinal periclinal abierto de traza axial NW-SE a través de Nambija. Los sistemas de fallas de segundo orden incluyen: fallas N-S y NNE-SSW que delimitan las zonas metalogénicas y forman un minigraben interno; fallas NE-SW que alojan el oro; fallas NW-SE que truncan a las de dirección NE-SW y limitan longitudinalmente los sectores mineralizados; fallas de ángulo bajo a moderado subconcordantes con la estratificación que delimitan el techo del skarn mineralizado; y fallas transversales E-W no mineralizadas y posteriores a otros sistemas de fracturas que desplazan las fallas N-S en sentido dextral	Depresión volcano-tectónica (cuenca de "rift" o estructura "pull-apart") a lo largo el margen tectónico oriental del batolito calco-alcalino (tipo I) de Zamora. Eventos tectónicos del Cretácico hasta la actualidad, relacionadas con un régimen transpresivo dextral, habrían invertido la cuenca y creado un abanico imbricado compresivo delantero a escala regional (estructura de flor positiva) o dúplex. Fallas de vinculación N-S como la Falla Nangaritza son sintéticas (componente dextral) mientras las fallas de rumbo NW como Falla Congüime son antitéticas (componente sinistral)
Rocas asociadas	Apófisis y facies intrusivas metasomatizadas y mineralizadas del techo del Batolito Zamora. Pórfidos de Cu y otros cuerpos hipoabisales pequeños cuerpos hipoabisales pequeños e irregulares (stocks, diques, sills) de composición diorítica, cuarzodiorítica, cuarzo-monzonítica a monzodiorítica. Algunos de estos cuerpos son de la edad Cretácico Medio	Diques microporfídicos de cuarzo, feldespatos y mica; diques de microgranodiorita (o dacita) hornbléndica; diatremas y chimeneas de brecha hidrotermal mineralizadas
Geometría	Dentro de la Unidad Piuntza el paquete con skarn mineralizado alcanza 50 m de espesor en los condominios de Nambija y menos de 40 metros de espesor fuera de este núcleo. La mineralización estratoligada aparece en varios niveles interestratificados con capas estériles y poco o nada skarnificadas. La mena se formó en las intersecciones de las fallas (estructuras de alimentación) y puede extenderse a lo largo de capas favorables hasta 30 m de las fallas en Nambija y menos de 10 m en otras partes	El sistema de vetas polimetálicas principales tiene un rumbo NNW (variación 295-360°) y son verticales o fuertemente inclinadas (<65°) hacia el SW y NE. Ellos se extienden por unos 5 km, pero su mejor desarrollo es dentro del Pórfido Chinapintza en una distancia de ca. 1.5 km. En profundidad sus espesores son de 0.2 a 2 m, pero se ensanchan pronunciadamente hacia arriba y en las partes más altas se ramifican y presentan "stockworks" y brechas asociadas. Las vetas transversales tienen rumbos de ENE-WSW (fallas normales con un componente sinistral temprano y dextral tardío) y NW-SE (paralelas a fallas interpretadas provisionalmente como sinistral). Las fallas menores mineralizadas dentro de las volcanitas riolíticas son más variables en orientación (rumbos E-W y NNE-SSW)
Textura/Estructura	La mineralización está localizada en vetas de cuarzo-feldespato K discontinuas y estrechas (< 5 cm) que forman bolsonadas (lentes) y estructuras ramificadas subverticales ricas en oro. También hay una infiltración irregular de vetillas y fracturas (tipo "stockwork") auríferas en el skarn adyacente que constituye la mayor parte de los yacimientos. El oro, a veces con teluros, se presenta de forma intersticial y en fracturas tardías dentro del cuarzo, granate, clinopiroxeno, pirita y carbonato tardío. Localmente también hay una estrecha asociación entre el oro y feldespato K y los minerales de alteración propilítica, pero no los sulfuros de metales base	Los sistemas de vetas mineralizadas subparalelas se anastomosan, forman abanicos imbricados (colas de caballo y, localmente dúplexes extensionales de escala métrica a hectométrica). Los cuerpos imbricados de la roca encajonante en las estructuras mineralizadas tienen vetillas transversales, "stockworks" y localmente brechas. Las vetas muestran estructuras en cintas, bandeadas, coloformes, de relleno de cavidades (drusas). El sulfuro masivo comúnmente aparece en cintas marginales o lentes oblicuos debido a dilatación de las fracturas de enlace. Paragénesis compleja con deposición de los sulfuros principales tanto en fases tempranas como tardías
Mineralogía de mena	Pirita y/o calcopirita y, localmente pirrotina con cantidades menores o trazas de galena, esfalerita, arsenopirita, bornita, magnetita, oro nativo y minerales de teluro que incluyen telurobismutinita (Bi), tetradimita (Bi), krennerita/calaverita (Au), altaita (Pb), hessita (Ag), petzita (Au, Ag) y coloradoíta (Hg) Minerales secundarios incluyen covelina, malaquita, hematita, goetita y pirolusita Finura del oro: ca. 930 (1-12 % Ag, promedio 7 % Ag)	Dominado por pirita, esfalerita, galena y localmente pirrotina y arsenopirita con cantidades menores de calcopirita y bornita y trazas de oro, electrum y plata aurífera y nativa. La galena argentífera y la esfalerita manganífera Minerales secundarios de cobre incluyen calcosina, covelina, malaquita y calcantita Finura del oro/electrum: ca. 650 (promedio ca. 35 % Ag)
Mineralogía de ganga	Cuarzo, granate (andradita, grosularita e hidrogrosularita, clinopiroxeno (salita), feldespato K (ortoclasa/microclina), sericita, epidota, clinozoisita, clorita, calcita, esfena y prehnita. Los clinopiroxenos y cloritas ricas en Mn	Cuarzo, calcita, dolomita, minerales de manganeso (rodocrosita, kutnohorita, rodonita), sericita, esmectita, illita y caolín
Mineralogía de alteración	Alteración propilítica de los minerales ferromagnesianos de skarn asociado con metamorfismo post-pico (retrógrado) y la mineralización mesotermal leve de metales básicos. Los minerales principales incluyen grosularia anisotrópica, clorita, anfíbol, epidota-clinozoisita y carbonato. Silicificación y alteración potásica (microclina) asociadas con la mineralización epitermal de cuarzo-oro (i.e. baja sulfuración) por senderos creados estructuralmente. Alteración fílica (sericita) más restringida a lo largo de los bordes de las vetas	Fases de alteración superpuestas. Alteración propilítica (clorita/epidota/clinozoisita) extendida por el pórfido Chinapintza, acompañada por silicificación y alteración potásica (adularia) a lo largo de estructuras mineralizadas durante la fase inicial de deposición de principalmente cuarzo, pirita, arsenopirita, pirrotina y esfalerita (menor carbonato y galena fina). Sobrecarga de alteración argílica pervasiva, principalmente esmectita, illita, caolín y localmente alteración fílica intensa (sericita) relacionada con fases de mineralización más tardías dominado por carbonatos, sulfuros de metales bases y electrum. Esta fase está caracterizada por entrecrecimientos de carbonato y minerales de arcilla y pseudomorfos de illita/caolín después de feldespato
Meteorización	Skarn endurecido aflora casi fresco. La oxidación ocurre solo donde hay interestratificación con otros tipos de roca o hay mucho carbonato libre los cuales son más susceptibles a la meteorización hasta profundidades de más de 20 metros.	Oxidación/lixiviación selectiva de sulfuros sobre ca. 1750 msnm
Dispersión geoquímica	Oro nativo encontrado en los concentrados de batea tiene una huella mineralógica/microquímica muy característica: los indicios relacionados con skarns tienen bajos contenidos de plata (>10 %), presencia de teluros particularmente teluros de bismuto, y presencia de micro-inclusiones de granates y clinopiroxenos	No hay datos todavía, pero se observa que el oro aluvial tiene un contenido alto de plata (>35 %)
Depósitos relacionados	Pórfidos y "stockworks" de cobre, brechas y vetas de tipo epi-mesotermal y epitermal. Skarns cupríferos. Oro eluvial y aluvial	Pórfidos de cobre con stockworks exocontactos y chimeneas de brecha hidrotermal auríferas. Oro/electrum eluvial y aluvial

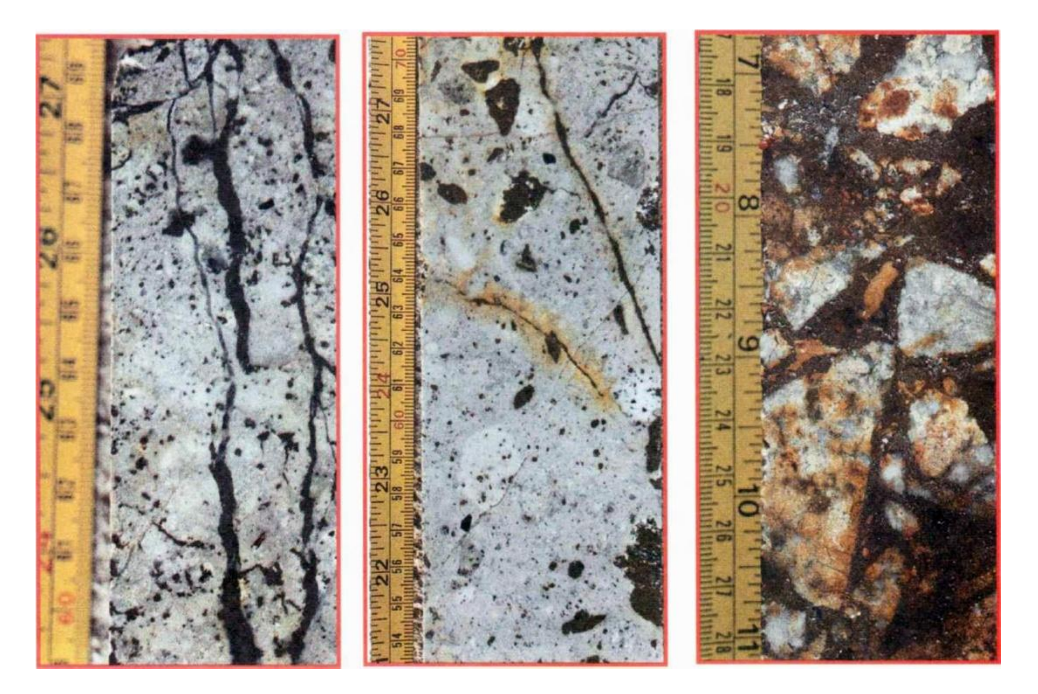


Foto 8.12 Diferentes estilos de mineralización en los sectores Cuyes y San José, Campo Minero Chinapintza, Distrito Azuay

(A) TVX sondeo DD1, prof. 247.9m: "stockwork" de vetillas de pirita masiva con galena y esfalerita menores en una dacita porfídica brechificada; los cristales de plagioclasa reemplazados por pirita fueron reemplazados a su vez por sulfuros de Pb-Zn.

(B) TVX sondeo DD1, prof. 239.5m: toba lítica riolítica con reemplazamiento selectivo de los clastos por pirita y esfalerita menor.

(C) TVX sondeo DD4, prof. 62.0m: brecha hidrotermal con fragmentos angulares de granodiorita cementadas por cuarzo y pirita masiva



Foto 8.13 Pepas de oro de Nambija, Distrito Zamora. Museo de Magner Turner, Portovelo

8.3.2 Cinturón de Nambija

Depósitos de skarn aurífero en el cinturón de Nambija (Figura 8.4) están alojados en una secuencia volcano-sedimentaria subhorizontal metamorfizada de la Unidad Piuntza (Triásico) que en el extremo Sur del cinturón está parcialmente superpuesta a la Unidad Isimanchi del Carbonífero? y al Norte está cubierta por las volcanitas Misahuallí de edad jurásica. Dentro del cinturón, los skarns auríferos están explotados en las minas La Fortuna, Cambana, Campanillas, Nambija, Guaysimi Alto y Sultana del Cóndor (Figura 8.4, ver también Volumen 5).

El cinturón de Nambija está delimitado por fallas normales de rumbo N-S y buzamiento alto que definen un graben lo cual ha preservado un enclave de techo con pendientes suaves de sedimentos y rocas volcánicas de la Unidad Piuntza dentro del Batolito de Zamora. Parece que el “graben” se ha formado durante el período de extensión del Cretácico medio. Las fallas longitudinales del graben tanto de los bordes como del interior (ej. minigraben de Nambija) han actuado como estructuras favorables a lo largo de las cuales se emplazó la mineralización de pórfidos de cobre y los intrusivos hipoabisales tardíos.

Los depósitos de skarn aurífero de Nambija han sido clasificado como skarns-Au oxidados con similitudes a los depósitos de skarn de McCoy, Nevada, USA y Red Dome, Australia (Meinert, 1998; ver también Volumen 5). El perfil descriptivo esta presentado en la Tabla 8.4.

Las observaciones claves del ambiente y naturaleza de los skarns auríferos son las siguientes:

- La secuencia de Piuntza comprende un alto porcentaje de volcanitas y sedimentos volcánicos derivados. La división Piuntza media donde se desarrollan los skarns prevalece y es dominada por fragmentos volcánicos de composición intermedia (andesita-dacita).
- Sin considerar la secuencia litoestratigráfica la transición y cambios de facies desde el Sur hasta el Norte a lo largo del skarn que aloja los depósitos de oro en el cinturón de Nambija exhibe características consistentes y unificadas.
- El desarrollo de skarn ha tomado lugar con el enriquecimiento en carbonatos de los sedimentos y con una variable componente volcanoclástica. Altas leyes en skarn contienen >10% Ca; litologías parcialmente (o incipiente) skarnificadas tienen contenido de Ca que varía principalmente en los rangos 6-10% mientras que los tipos de roca donde la skarnificación no es evidente contienen <6%. Las altas leyes de skarn en Nambija comprenden calizas sucias y/o sedimentos andesíticos tobáceos enriquecidos en cal.
- Nambija está óptimamente situada donde la potencia de las litologías coincide con una alta ley de Ca. Hacia el Sur el contenido de cal disminuye mientras que hacia el norte la potencia de las unidades calcáreas es importante.
- La persistencia lateral del desarrollo de skarn favorable con la composición de protolitos es discutible por el desarrollo inicial de skarn y cornubianitas, las cuales han sido asociadas con el emplazamiento del batolito de Zamora.
- El estilo y amplitud (lateral vertical) de los estilos estratiformes o en manto de los depósitos de skarn varía considerablemente debido a las facies y cambios composicionales en los protolitos volcanosedimentarios.

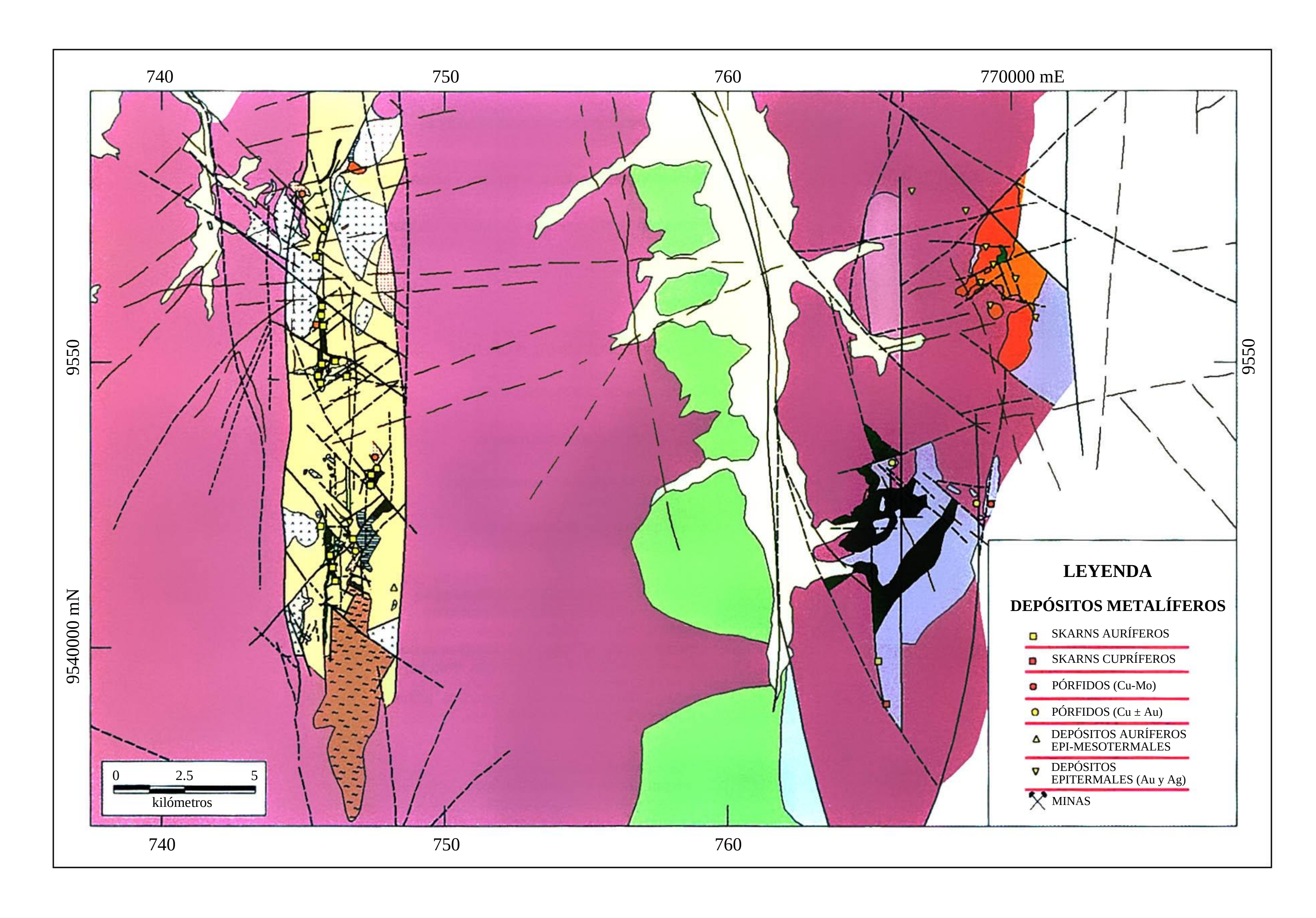


Figura 8.4 Mapa geológico del sector principal de minería dentro del Distrito Zamora – el Cinturón de Nambija y Campo Mineral Pachicutza basada en los mapas geológicos de la CODIGEM (Hoja 1 y 2 @ 1:100000), de la Cordillera Real (Hoja sur @ 1:500000) y mapas de varias compañías mineras



Foto 8.14 Trabajos a tajo abierto en la Mina Guaysimi Alto, Nambija Sur, Distrito Zamora. El skarn aurífero está dispuesto en la pared de la cantera donde hay numerosos trabajos anteriores. La ladera de la montaña atrás marca la línea de la falla de derrumbamiento



Foto 8.15 Vetillas auríferas de cuarzo y microclina cortando skarn piroxénico en el Sector Central de la Mina Sultana del Cóndor, Nivel 1, Nambija Sur, Distrito Zamora

La posición cercana a la horizontal del entrampamiento litológico químico, favorable para el contenido de oro, y estructuras alimenticias subverticales apropiadas han proporcionado reemplazamiento en las capas paralelas de las unidades y han permitido la formación de los depósitos de oro. Todos los cuerpos examinados parece que han sido formados y estratificados en las intersecciones de fallas. El oro fue introducido (o removilizado) dentro de las unidades skarnificadas bajo condiciones epitermales y acompañado por propilitización retrogresiva de la asociación de skarn.

El control de la mineralización aurífera dentro del skarn mediante fallas y fracturas es evidente a todas las escalas.

(i) *Sistema regional y del distrito de fallas N-S (variación de 10°, i.e. entre NNW-SSE y NNE-SSW) y que delimitan las zonas metalogénicas.* Los depósitos principales de skarn se sitúan a lo largo de estas fallas y son delimitados longitudinalmente por ellas y por estructuras de segundo orden subparalelas a las mismas. En el campo minero Nambija estas fallas son los canales alimentadores principales de la mineralización aurífera.

(ii) *Sistemas de fallas NE-SW (variación NNE a ENE) que alojan y están directamente relacionadas con la mineralización de oro.* La mineralización es particularmente rica en oro en sectores de bifurcación o ramificación de los filones y dúplexes extensionales o empujes ("jogs") dilatacionales con vetas tensionales de vinculación. Los puntos de intersección con las fallas de rumbo N-S a NNE-SSW presentan valores altos y constituyen objetivos principales para la exploración.

(iii) *Sistema de fallas NW-SE que truncan a las de dirección NE-SW y delimitan longitudinalmente la mineralización*.

(iv) *Fallas de ángulo bajo a moderado las cuales son subconcordantes con la estratificación y comúnmente definen el techo del skarn mineralizado.* Parece que ejercen un control fundamental para canalizar los fluidos hidrotermales mineralizantes e impedir su migración hacia arriba. Han sufrido un movimiento inverso con un componente dextral y postdatan las estructuras subverticales mineralizantes de rumbo entre ENE y NNE. Están probablemente vinculadas con las fallas de rumbo NW.

(v) *Fallas transversales E-W posteriores a otros sistemas de fallas y fracturas.* Estas fallas son verticales o subverticales y desplazan en un sentido dextral el sistema de fallas N-S y localmente las estructuras mineralizadas de dirección NE-SW y ENE-WSW.

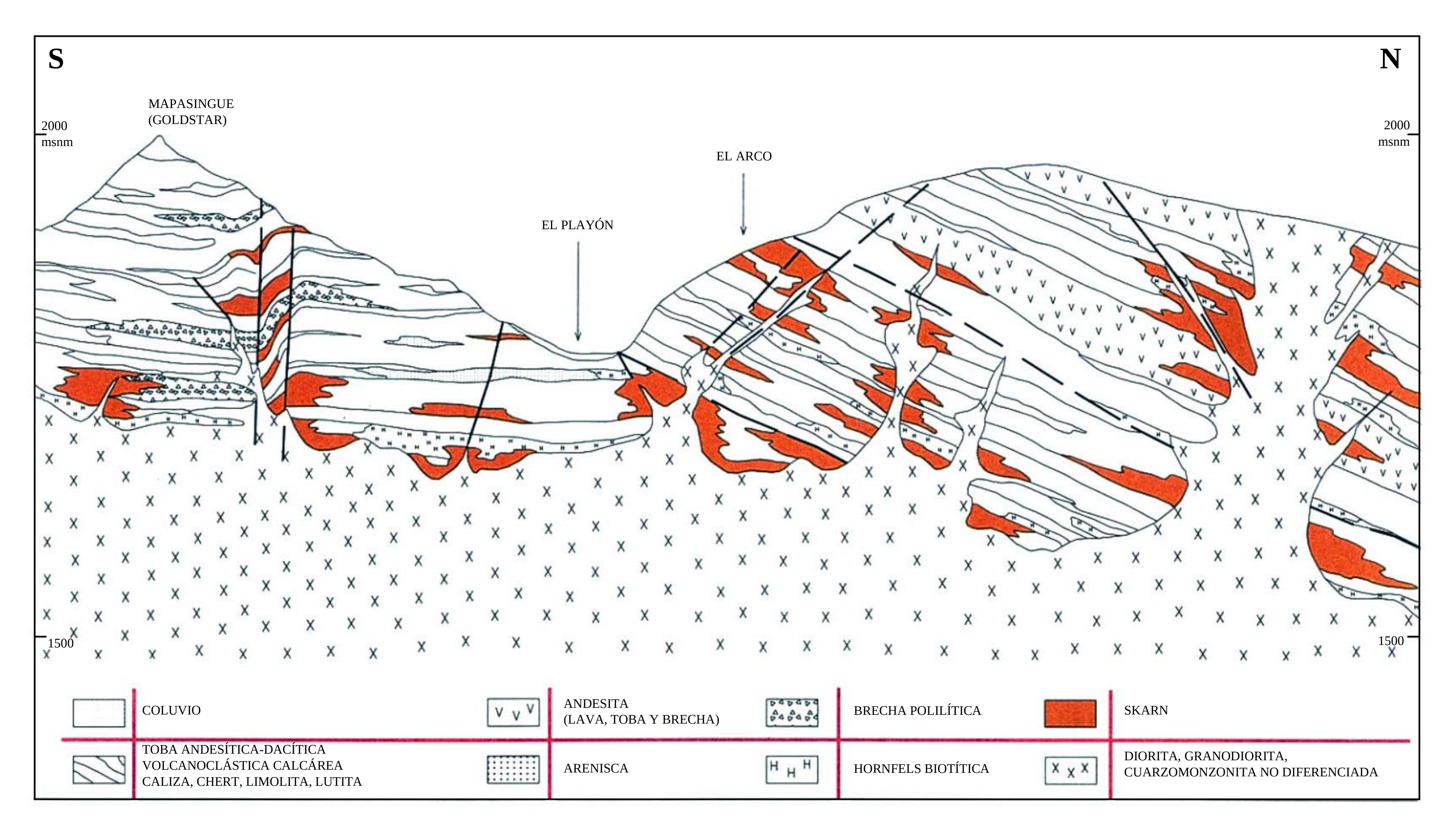


Figura 8.5 Sección de síntesis de las relaciones litológicas y los controles de la cornubianita y el skarn mineralizado en el campo minero de Nambija. Modificado de un corte geológico preparado por Benar Minerals

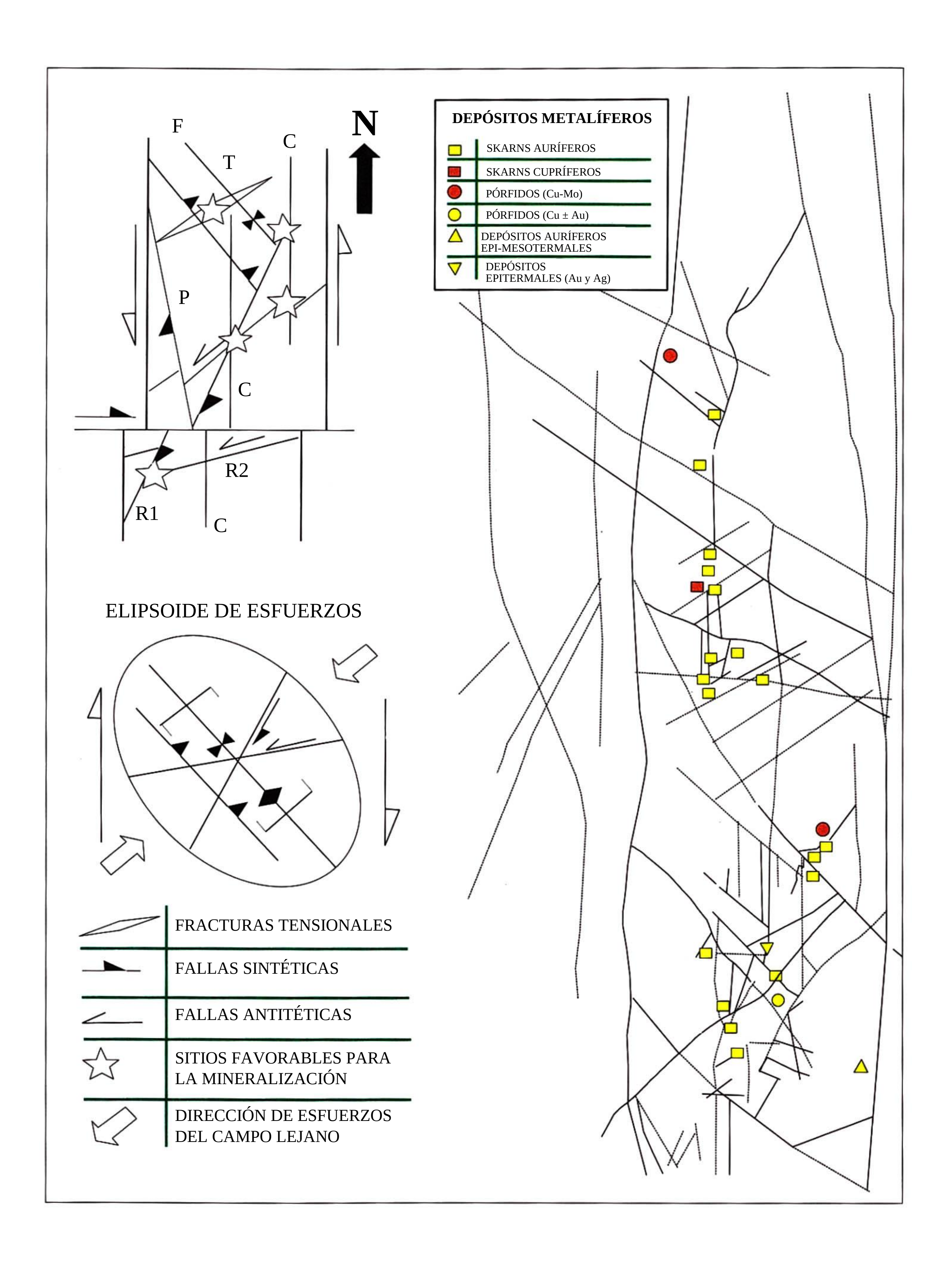


Figura 8.6 Síntesis estructural del cinturón de Nambija

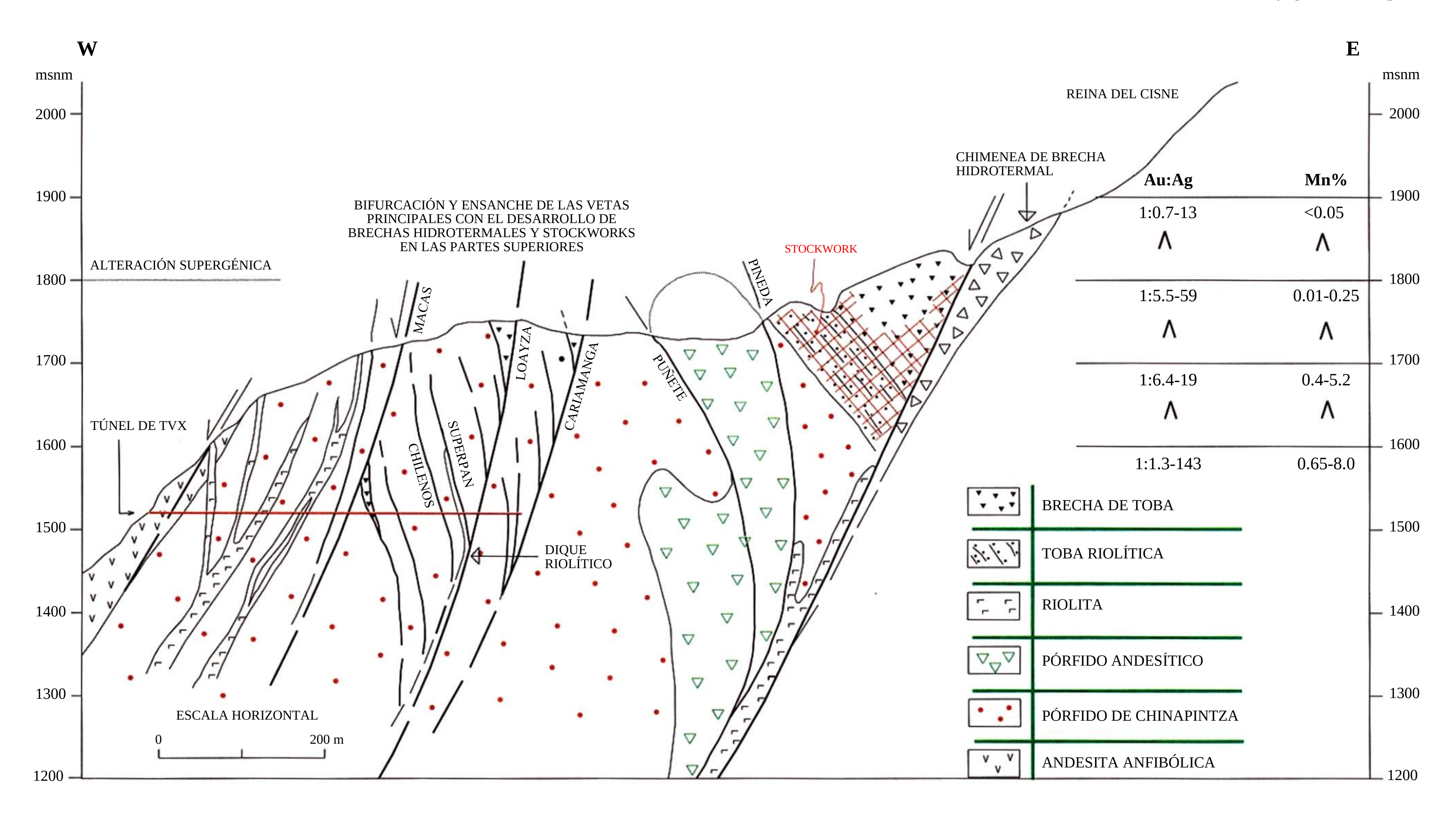


Figura 8.7 Sección de síntesis del sistema de vetas con las brechas e intrusivos asociados en el campo minero Chinapintza, distrito Zamora. Parámetros geoquímicos relacionados con la elevación

En un contexto a escala regional o distrital las fallas de la Canela y Nangaritza con dirección N-S biselan el sistema de fallas de Palanda y bordean fallas inversas que han incorporado y deformado las rebanadas de la Formación Napo y Hollín del Cretácico Medio a Tardío. Esta deformación compresional en el distrito de Zamora tiene una edad del Cretácico Tardío e incrementó la proto-Cordillera Andina (Wilkinson, 1982). Bajo un campo de esfuerzos orientado NE-SW (coincidente con la dirección oblicua de subducción SW-NE) la orientación de las cizallas de segundo y tercer orden asociadas con un sistema de fallas N-S y precedida por la elipse de esfuerzo coincide con la configuración falla/fractura del cinturón de Nambija (Figura 8.6). Por lo tanto, fallas NE a ENE podrían ser de extensión/dilatación con un pequeño movimiento traslacional. El sentido del movimiento lateral puede ser variable pero más estructuras con dirección ENE (R2) podrían ser sinistral. La falla de cabalgamiento subconcordante y las fallas inversas inclinadas NW-SE (probablemente saltan a las fallas de cabalgamiento) son también coincidentes con el campo de esfuerzo dirigido al NE. Bajo este mismo régimen N-S las fallas (NNW a NNE) pueden ser estructuras oblicuas dextrales inversas.

El desarrollo de los yacimientos auríferos hospedados en skarn del cinturón de Nambija es el siguiente:

Fase 1. Triásico Tardío (ca. 220 Ma): La actividad magmática en la cuenca de Piuntza, mitad graben bordeada por el rift de Tethys. Deposición de una secuencia volcánica-sedimentaria principalmente continental/marina dominada por fragmentos volcánicos de andesita-dacita en una cuenca restringida, probablemente corresponde al área del batolito de Zamora.

Fase 2. Jurásico Medio (ca. 190-140 Ma): Emplazamiento del batolito de Zamora acompañado de una progradación de metamorfismo con el desarrollo local de skarns, mármoles, cornubianitas y cuarcitas. Los granitoides de Zamora y los volcánicos Misahuallí comprenden un arco continental magmático el cual pasa hacia el este dentro de la cuenca trasarco de sedimentos clásticos y bioclásticos. El metamorfismo fue largamente isoquímico con la formación de exoskarns metamórficos (cornubianitas calco-silicáticas, localizado bimetasomatismo dominado por clinopiroxenos).

Fase 3. Cretácico Medio (ca. 116-96 Ma): Eventos extensionales liderados por la formación de los grabens de Nambija y María Elena y el establecimiento de un sistema de fallas con dirección N-S, NE-SW y NW-SE. Esto corresponde también al tiempo durante el cual el volcanismo de Chinapintza tuvo lugar. Control estructural del emplazamiento de los sistemas de pórfido de cobre y otras intrusiones hipoabisales. Metamorfismo localizado e intenso metasomatismo, con la formación de grandita los cuales son discordantes en una escala mesoscópica, pero generalmente conformables a una escala mayor. La skarnificación parcialmente sobreimprime y reemplaza el temprano metamorfismo del skarn y estableció una zonación mineralógica en relación a las fallas, contactos litológicos e intrusiones de pórfidos. Actividad hidrotermal post-pico con control estructural y de localizada penetrativa alteración propilítica (epidota-clorita-calcita) en la asociación de skarn acompañado por una menor cantidad de metasomatismo potásico. La introducción mesotermal de sulfuros de metales base resultando en una zonación desde Cu en sectores próximos a la intrusión y Pb-Zn en zonas exteriores.

Fase 4. Deformación compresiva en el Cretácico Tardío-Paleoceno con el fallamiento subconcordante (cabalgamientos) y reactivación de fallas con dirección NW-SE en sentido inverso. Actividad hidrotermal con liberación y removilización de oro, sílice y otros componentes en el skarn, incluyendo feldespato potásico. Deposición de cuarzo + oro ± feldespato potásico a lo largo de estructuras conductivas de dilatación en zonas estratiformes de incremento de permeabilidad. Poco aporte y/o removilización de sulfuros.

Fase 5. Paleoceno-Eoceno Medio (ca. 65-49 Ma) evento retrogresivo tardío de enfriamiento del sistema hidrotermal y flujos de aguas meteóricas precediendo a una alteración propilítica del skarn (clorita-calcita-hematita-prehnita) y alteración fílica-argílica en los feldespatos. Este período está constreñido por las dataciones en feldespato-K asociados con las vetillas con contenido de oro que están alojadas en el skarn (ej. Guaysimi Alto Cambana, Nambija) y sugiere que este corresponde a un evento durante el cual el oro fue introducido en y/o removilizado en los skarns.

Sin considerar a la génesis, existen fuertes relaciones empíricas las cuales fundamentalmente controlan la localización de la mineralización en skarn con contenido de oro en el cinturón de Nambija.

8.3.2.1 Controles litológicos y litoestratigráficos: Interflujos de sedimentos en los volcánicos andesíticos de la Unidad Piuntza son localmente calcáreos y pueden estar bordeando en calizas sucias. El grado de contenido de cal parece estar relacionado fundamentalmente con el desarrollo de skarnificación y deposición de oro.

8.3.2.2 Controles estructurales: El oro ha sido introducido en las unidades skarnificadas a lo largo de profundas e inclinadas hacia la vertical, de fallas extensionales. Las ocurrencias primarias de skarn de oro yacen a lo largo de estructuras NE-ENE y menos extendidas en estructuras N-S, en las intercepciones de estas estructuras con estructuras de dirección NW. Estructuras con dirección NE y ENE tienen más posibilidades a ser de dilatancia y por lo tanto son particularmente favorables para la mineralización. Cuerpos minerales parecen estar localizados en las inflexiones en una serie de fallas/fracturas en echelon y con dúplexes extensionales.

8.3.2.3 Relaciones de intrusivos: Todos los depósitos estudiados en el cinturón de Nambija tienen una relación espacial cercana con muchos stocks los cuales contienen mineralización de cobre. Estas intrusiones están comúnmente localizadas a lo largo del lado de la estructura arriba mencionada. La composición de los intrusivos es variable (tipo calco-alcalina volcánica a sub-alcalina de tipo pórfidos plutónicos) pero generalmente tienen un moderado a alto contenido de relaciones Fe_2O_3/FeO y pueden contener magnetita y/o hematita.

9

CONCLUSIONES

9.1 Modelos genéticos

Modelos genéticos de depósitos minerales significan un conocimiento acumulado de numerosos trabajos en muchos depósitos, por lo tanto, estos proveen un marco para la interpretación de los datos geológicos y de exploración. Ellos pueden ayudar en la identificación de nuevos objetivos e inclusive proveer un indicio en el tamaño y la ley de un particular tipo de objetivos. Modelos de depósitos a escala regional pueden ser utilizados para identificar distritos favorables basados en los fundamentos de ambiente geológico, principales estructuras y la presencia de mineralización conocida del tipo buscado. En la escala local, los modelos pueden ser usados como guías para evaluar prospectos como para predecir la localización de zonas de mineralización en profundidad o a lo largo del rumbo.

Modelos descriptivos y genéticos de los principales tipos de depósitos en el Ecuador se presentan en los capítulos 5, 6, 7, y 8 y son discutidos con mayor detalle en los volúmenes acompañantes 2-5 de esta serie de informes técnicos. Un bosquejo de los tipos de depósitos en el ambiente del margen continental Andino septentrional se presenta en la Figura 9.1.

9.2 Métodos de exploración

Guías de exploración para sistemas epitermales, porfídicos y de sulfuros masivos se encuentran resumidas en las Tablas 9.1, 9.2 y 9.3.

En terrenos de alto relieve con vegetación densa como es el de los Andes Ecuatorianos el rango de efectividad de los métodos de exploración es limitado y su importancia relativa varía durante diferentes etapas de exploración.

Además, a la escala del proyecto o prospecto, las estrategias y técnicas de exploración necesitarían ser ajustadas para diferentes ambientes fisiográficos/hidromórficos para optimizar la respuesta y mantenerlo rentable (ej. páramo alto vs. cordillera sub-andina). Cualquier método único es simplemente una herramienta; ninguno es infalible, y la aplicabilidad debe ser determinada en cada caso.

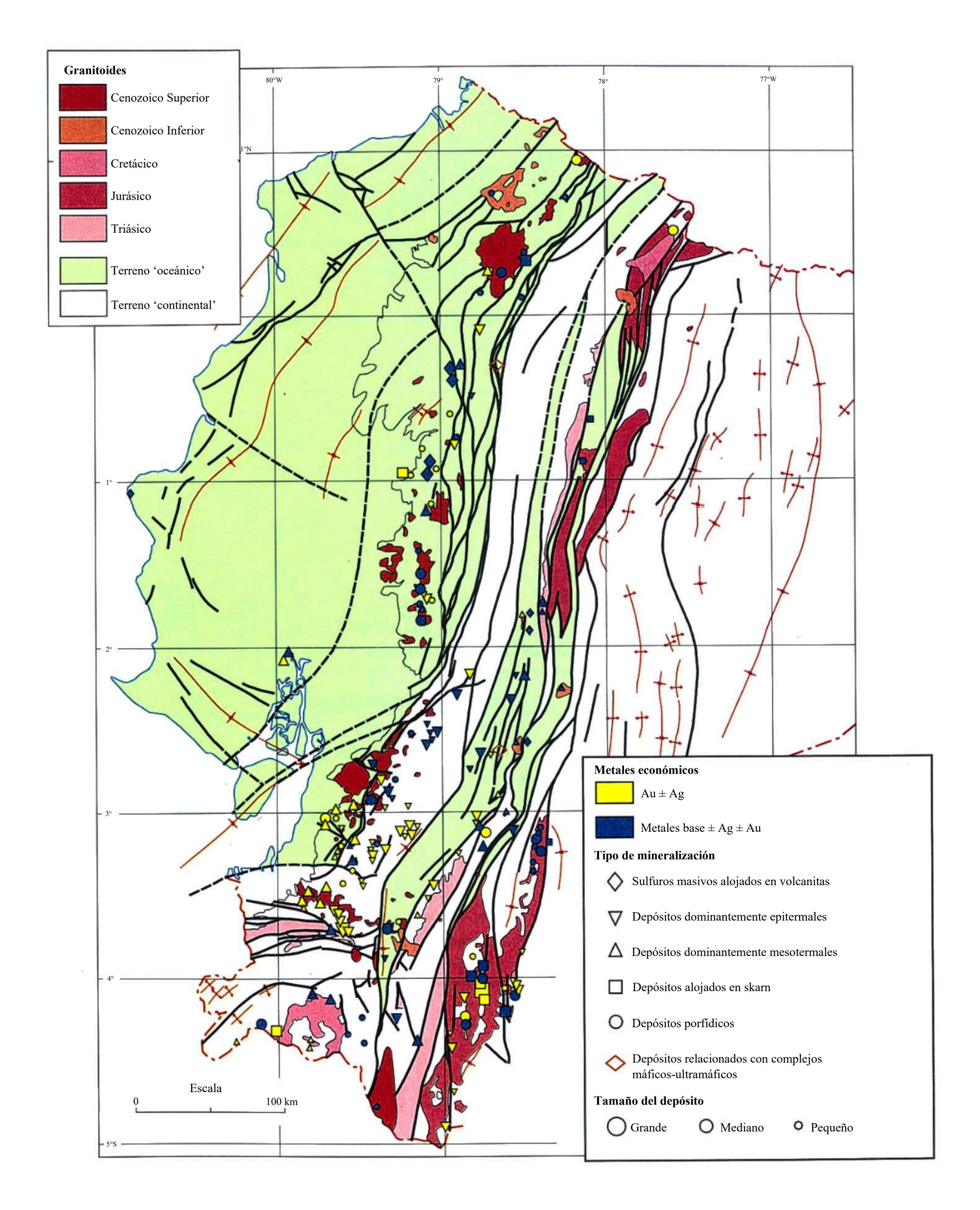


Figura 9.1 Diferentes tipos de depósitos en el ambiente de los Andes ecuatorianos

Tabla 9.1. Guías de exploración para depósitos epitermales

Metodología	Tipo	Respuesta
Geología	Marco geológico	Los depósitos yacen en todos los terrenos volcanoplutónicos a un rango de elevaciones (generalmente > 1200 msnm) y están asociados con fallas andinas regionales, grabens, calderas silícicas, estratovolcanes andesíticos, complejos de domos de flujo y diatrema-maar. Algunos pueden suprayacer sistemas porfídicos mineralizados (ej. Beroen, Fierro Urcu). También marcos de colapso pre-caldera podrían ser prospectivos (ej. Quimsacocha). Los depósitos postdatan el evento Peltetec y son mayormente de edad Eoceno a Mioceno
	Rasgos geológicos	Los depósitos son alojados en volcánicos calco-alcalinos intermedios a silíceos y sedimentos relacionados como vetas, stockworks (LS), diseminaciones, reemplazamientos masivos (HS) y brechas (LS & HS). Textura de veta, mineralogía y las características de alteración pueden indicar la naturaleza química del sistema (HS o LS), nivel de erosión, paleoisotermas, controles de mena y vectores de exploración
	Análisis estructural	Localizado dentro de cuencas “pull-apart”, graben y semi-graben extensional transtensional de dirección andina (ej. Gañarín, Collay-Shincata) a lo largo de suturas reactivadas de los límites de terrenos. Comúnmente centralizado en dúplexes extensionales (empujes dilatacionales), inflexiones agudas e intersecciones de fallas, y estructuras synvolcánicas (fallas de anillo de caldera y juegos de fracturas radiales). Configuración geométrica determinada por la permeabilidad de las rocas encajantes. Intersecciones de fallas con contactos geológicos y discordancias entre diferentes litologías son sitios favorables
	Mapeo de alteración	Halos de alteración pueden aumentar el tamaño del blanco y proveen vectores de exploración. Identificación de asociaciones de alteración (particularmente minerales de arcilla) mediante el uso del PIMA facilita la distinción entre el estilo de depósito (LS o HS) y entre minerales de origen hipogénico y supergénico tal como evaluación de paleotemperaturas y el nivel de destejo del sistema hidrotermal extinto. Sensores remotos son generalmente inefectivos debido a la cobertera vegetal. Capas de sílica y zonas silicificadas pueden producir rasgos positivos mientras huellas de deslizamientos están a menudo localizadas en aéreas de alteración argílica
Geoquímica	Sedimentos fluviales	Detección limitada a una densidad de muestreo moderada por los blancos más pequeños y anomalías de contraste bajo (especialmente para depósitos LS en el páramo alto). Razones pico afondo mejorado con normalización. Elementos indicadores incluyen Au, Ag, As, Sb, Hg, Tl, Zn en LS y adicional Cu, Pb en depósitos HS
	Oro aluvial	Útil en las etapas iniciales de reconocimiento de escala regional y distrital para distinguir las fuentes del oro. Oro aluvial derivado de depósitos epitermales proximales está caracterizado por contenidos altos de Ag y la presencia de teluros y sulfosales de Ag, Pb y Sb
	Aguas fluviales	Interpretación estorbada por niveles extremamente bajos de muchos elementos (a menudo bajo el límite de detección) y fondo heterogéneo. Efectivo para depósitos HS y/o donde hay un bajo nivel de oxidación. Variaciones temporales en la descarga no oscurecen las anomalías. Elementos indicadores (HS) incluyen Cu, As, Au, Ni
	Suelos	Métodos convencionales a la escala del proyecto o prospecto dan una respuesta mixta con anomalías localizadas dependiente en el tipo de suelo y condiciones hidromórficas. Elementos indicadores (HS) Ag, Cu, As, Bi, Sb, Pb, (Mo). Comúnmente solo volátiles. Entre técnicas de extracción parcial el HL da una respuesta clara a mineralización HS para As, Sb, Ag y Se. Anomalías mejoradas por normalización contra Mn. EL es superior a las otras técnicas para depósitos HS con razones altas de pico a fondo (Au, Cu, Sr, Pb, As, Zr, Cl, Br, I). Anomalías de oxidación (halógenos detectados sobre depósitos ocultos pero influidos por estructuras de la subsuperficie)
Geofísica	Magnetometría	Aeromagnéticos a escala regional a distrital podrían ayudar con la identificación de rasgos estructurales favorables y asistir en mapeo geológico. También es capaz de identificar zonas de alteración con una susceptibilidad magnética relativamente baja (i.e. argílica, argílica avanzada y la mayoría de zonas silicificadas)
	Electromagnetometría	No probado, pero podría detectar zonas de alteración ricas en arcillas conductivas controladas estructuralmente debajo de la cobertera sin alteración
	Métodos eléctricos	Polarización inducida (IP) y levantamientos de resistividad a la escala del proyecto y prospecto puede asistir con definición de sistemas de brecha y veta, especialmente donde hay envolturas de silicificación o alteración argílica. Respuesta IP depende del estilo de mineralización. Apropiado para sulfuros diseminados, pero puede producir anomalías no relacionadas con mena
	Gravimetría	Puede ser útil para la detección de topografía enterrada o intrusiones ocultas las cuales podrían localizar mineralización epitermal

Tabla 9.2 Guías de Exploración para depósitos de sulfuros masivos alojados en volcanitas

Metodología	**Tipo**	**Respuesta**
Geología	Entorno geológico	De la naturaleza estratoconforme de los depósitos VHMS la guía más obvia a la escala local o proyecto es de identifican/trazar unidades estratigráficas favorables. Depósitos VHMS típicamente ocurren en grupos (ca. 5) dentro un radio de 10 km y por tanto la existencia de una masa indica el potencial para el descubrimiento de otros cuerpos próximos. Atenuación y desmembramiento tectónico podría borrarse oscurecer o modificar rasgos diagnósticos i.e. presencia de pizarras negras, halos de alteración, zonado mineral, stockworks alimentadores, etc.
	Análisis estructural	Dentro de ambas cordilleras hay una correspondencia con fallas andinas regionales a distritales de dirección N-S a NNE lo que podría ser identificado con sensores remotos (ej. imágenes de satélite). Fallas extensionales tempranas relacionadas con la génesis de depósitos de sulfuros masivos se convirtieron en sitios tectónicos de inversión transpresiva durante la posterior acreción del terreno. Horizontes estratigráficos favorables podrían ser incorporados dentro de zonas de alto esfuerzo
	Mapeo de alteración	Patrones de alteración pueden aumentar el tamaño del blanco por un orden de magnitud y provean vectores de exploración. Alteración estratoligada de cuarzo + sericita ± clorita + pirita asociada con el muro de los lentes de sulfuro masivo puede constituir una guía excelente ej. La Plata, pero en los demás ejemplos ecuatorianos es pobremente desarrollado o tectónicamente separado. Stockworks alimentadores debajo de los lentes MS los cuales pueden ser zonados (centro rico en clorita y halo exterior rico en sericita) no ha sido reconocido
Geoquímica	Sedimentos fluviales	Muy efectivo a una densidad moderada de muestreo en levantamientos de escala regional y proyecto para detección de cuerpos expuestos o de poca profundidad. Elementos indicadores Cu, Mo, Au, Ag, Pb, Zn, As, Sb, Bi, Cd. Dispersión de Cu detectada hasta 5-10 km de la fuente
	Oro aluvial	Generalmente no es aplicable debido a los contenidos bajos de oro y la pobre cosecha de oro en granos. Firma comparable a los depósitos epitermales HS
	Aguas fluviales	No probado, pero hay significante dispersión de metales base por medio del drenaje ácido desde depósitos de sulfuros masivos en proceso de oxidación
	Suelos	Métodos convencionales a la escala del proyecto o prospecto proveen una precisa reflexión de las fuentes donde no ha sido afectado por movimiento en masa ni oscurecido por cobertera más joven. Elementos indicadores Cu, Pb, Zn, As, Au, Ag. Técnicas de extracción parcial son comparable a métodos convencionales. EL responde mejor en horizontes superficiales cercanos más que en profundidades de 1 m o más dentro de saprolito transportado y está tipificada por anomalías apicales pronunciadas
Geofísica	Magnetometría	Magnetometría aeroportada a una escala regional a distrital podría ayudar con la identificación de rasgos estructurales favorables y ayuda al mapeo geológico. Capas de magnetita (ej. Las Pilas) y zonas/cuerpos con pirrotina masiva (ej. Tenguelillo) también podrían ser detectados en levantamientos magnéticos. Sin embargo, en la mayoría de ejemplos ecuatorianos faltan estos minerales magnéticos
	Electromagnetometría	Lentes de sulfuro masivo tienen conductividad moderada y dan una huella EM razonable. También se detectan zonas de baja resistividad relacionadas a algunas zonas de alteración estructuralmente controladas. No pueden correlacionar bien anomalías EM con los sulfuros masivos. La falta de pirrotina puede impedir la respuesta EM
	Métodos eléctricos	La respuesta de polarización inducida (IP) es dependiente del estilo de mineralización. Es apropiada para la mineralización diseminada, pero puede producir anomalías no relacionadas con mineralización mineral (ej. esquistos grafíticas y cloríticas)
	Gravimetría	El mejor método para detección de cuerpos de sulfuros masivos pero debido al fuerte relieve de los Andes Ecuatorianos es difícil de emplear

Tabla 9.3 Guía de exploración para sistemas porfídicos

Metodología	Tipo	Respuesta
Geología	Entorno geológico	Se encuentra un rango de tipos morfológicos en todos los terrenos volcanoplutónicos (arcos de islas oceánicas y de margen continental) de la Cordillera a elevaciones <3500 msnm (tipos plutónicos <2500 msnm). Vinculado con magmatismo relacionado con subducción (ej. sub-cinturón oriental), acreción oblicua (ej. sub-cinturón occidental) y tectonismo extensional/transtensional (suturas reactivadas). Relación espacial con complejos intrusivos batolíticos y plutónicos grandes. Rasgos diversos (ej. tipos intrusivos, geometrías, brechas, zonado y mineralogía de mena y alteración, etc.). Enriquecimiento supergénico pobremente desarrollado en general
	Análisis estructural	Los depósitos mayormente yacen a lo largo o cerca de fallas extensionales de segundo orden las cuales florecen de o enlazan a fallas/suturas andinas regionales. Estas son mayormente estructuras de dirección NE a ENE (sub-cinturones occidental y central) pero de dirección N-S dentro del sub-cinturón oriental y en el área de la Deflexión Huancabamba. Se pueden localizar en las intersecciones con otras fallas-lineamientos (WNW & NNW); fallas de dirección NE también son importantes en el Distrito Zamora
	Mapeo de alteración	Patrones de alteración aumentan el tamaño del blanco y proveen vectores de exploración y ayudan en la evaluación del nivel de erosión del sistema. Algunas zonas son pobremente definidas, oscurecidas o complicadas debido a sobreimpresión hipogénica multifásica y procesos supergénicos. Sin embargo, el uso del PIMA respaldado por observaciones meso- y microscópicas pueden ayudar con el mapeo. Variaciones en sistemas zonados relaciona mayormente al grado de penetración y/o preservación de alteraciones fílica-argílica tardías las cuales están más controladas estructuralmente
	Controles de mena	Contactos ígneos tanto internos entre fases intrusivas como externos con las rocas encajantes; brechas hidrotermales y ortomagmáticas; zonas de fracturación intensa y juegos cruzados de fallas/fracturas. Paragénesis de mineral son mayormente variadas del esquema El Salvador. Zonado de mineral a la escala del prospecto (ej. razones Cu:Fe) es común, pero cascaras anulares clásicas de mineral son raras o ausentes
Geoquímica	Sedimentos fluviales	Muy efectivo a una densidad moderada de muestreo en levantamientos regionales para detección de mineralización porfídica y epi-mesotermal relacionada expuesta. Elementos indicadores Cu, Mo, Au, Ag, Pb, Zn, As, Sb, Bi, Cd. Dispersión de Cu detectado hasta 5-10 km de la fuente
	Oro aluvial	Útil en las atapas iniciales de reconocimiento de escala regional y distrital para distinguir las fuentes del oro e identificación de sistemas relacionados con pórfidos. Oro aluvial derivado de depósitos porfídicos, veta/brecha mesotermales y skarns tienen huellas distintas en términos de contenido de Ag y tipos de micro-inclusiones
	Aguas fluviales	Anomalías son pronunciadas (más intensa que sedimentos fluviales) y proveen una buena reflexión de la fuente. Mayormente no están afectadas por variaciones temporales de las descargas. Elementos indicadores Cu, Mo, Co, Ni, Zn, Ti, Mn, Rb, Sr, (Pb, Bi, Tierras raras). Dispersión de Cu detectada hasta 5-10 km de la fuente
	Suelos	Métodos convencionales a la escala del proyecto o prospecto proveen una reflexión precisa de las fuentes de poca profundidad donde no ha sido transportado ni oscurecido por cobertera más joven. Elementos indicadores Cu, Mo, Au, Ag, Pb, Zn, As. Entre las técnicas de extracción parcial no hay ventaja en el uso de tipos más enérgicos (ej. HL) y especialmente con Au. EL tiene una respuesta comparable con métodos convencionales sobre sistemas porfídicos expuestos (anomalías apicales Cu, Mo, Au y de oxidación halógenos Rb, Cs, Tl). Hay potencial para la detección y mejor delineación de pórfidos ocultos
Geofísica	Magnetometría	Zonado mineral pueden ser asociado con rocas ricas en magnetita y están indicados por levantamientos magnéticos (ej. anomalía magnética anular en Chaucha). Anomalías magnéticas pueden ocurrir en los contactos externos con rocas encajantes. Rocas con alteración hidrotermal intensa, especialmente asociaciones fílica/argílica, producen bajos magnéticos
	Electromagnetometría	EM limitado a exploración para sulfuros masivos o interconectados. Podría ser útil para detección de mineralización epi-mesotermal controlado estructuralmente y con contrastes en conductividad
	Métodos eléctricos	Polarización inducida (IP) es el único método con la capacidad de detección directa de mineralización primaria dispersa. Halos piríticos que rodean centros cupríferos responden bien a levantamientos de IP, pero en sistemas
	Gravimetría	Pobre en sulfuros solamente la zona central de cobre provee una respuesta significante (ej. Cumay). No tiene amplia aplicación en la exploración de pórfidos: depende de diferencias de densidad con las rocas encajantes o cambios de densidad debido a alteración

Este estudio ha confirmado la utilidad de:

(i) Sensores remotos, particularmente el uso de imágenes de satélite RADARSAT, para la identificación y delineación de la escala regional a distrital de estructuras de primer y segundo orden. Las imágenes aeromagnéticas deben ayudar a trazar lineamientos, particularmente aquellos ocultos por la cobertura Terciaria a Cuaternaria.

(ii) Geoquímica de sedimentos fluviales para la identificación de mineralización metalífera a la escala regional/distrital de proyectos. Anomalías relativamente sutiles podrían ser detectadas por normalización de datos contra fondos ("backgrounds") determinados por diferentes terrenos y grupos/series litológicas.

(iii) Caracterización de oro aluvial (tamaño de grano y morfología, metales aleados y tipos de micro-inclusiones) durante reconocimientos a la escala regional a distrital para la determinación de los estilos de depósitos minerales presentes dentro de cuencas de drenaje en donde el oro fue liberado. Esta técnica ha sido refinada por mapeo microquímico en combinación con análisis cuantitativo de puntos usando microsonda electrónica automatizada controlada por computador.

(iv) La efectividad de la geoquímica convencional de suelos para delineación de áreas mineralizadas a la escala de prospecto y su zonado metalogénico dentro de áreas donde la mineralización no es profundamente enterrada y las rocas de cobertera post-mineral están ausentes.

(v) Mapeo de alteración como parte de la rutina de exploración a la escala de proyecto y prospecto para identificación y delineación de sistemas paleo-hidrotermales, interpretación del tipo de depósito y el nivel aproximado de erosión sufrido.

También se ha mostrado que las siguientes técnicas pueden ser usadas para exploración mineral en el marco andino ecuatoriano:

(i) Análisis estructural a todas las escalas, pero mayormente en las etapas de proyecto y prospecto de exploración, para la identificación y pronóstico de estructuras favorables y sitios de dilatación donde la mineralización podría ser preferencialmente localizada. Se pone énfasis en particular en la determinación de geometrías de falla y vectores de movimiento. STRESS MAPPING TECHNOLOGY (Tecnología de mapeo de esfuerzos), proporciona información respecto a la evolución tectónica y cambios en el régimen de esfuerzos lejanos, así como limitaciones sobre la edad de la mineralización, también es considerado como una poderosa herramienta para la identificación de áreas de esfuerzo medio bajo (y gradientes fuertes de esfuerzo) favorables para mineralización. Esta técnica es particularmente aplicable en terrenos relativamente inaccesibles donde faltan los detalles geológicos.

(ii) Uso del analizador de mineral infrarrojo portátil (instrumento PIMA) como un método rápido y rentable para la identificación de minerales de alteración diagnósticos de grano muy fino, particularmente minerales de arcilla. Esto es una ayuda poderosa para el mapeo de zonas de alteración hipogénicas a la escala de proyecto a prospecto lo que provee vectores para la selección de objetivos. El instrumento PIMA permite el mapeo de subzonas basado en cambios de cristalinidad/química mineral y la distinción entre productos de alteración supergénica e hipogénica.

(iii) Hidroquímica, la cual ofrece ventajas potenciales sobre otras técnicas de exploración a la escala de proyecto en términos de simplicidad, tiempo y costo, es particularmente apropiado para los andes ecuatorianos donde hay una densidad de drenaje perenne relativamente alta. Estudios pilotos muestran anomalías más fuertes, pero con una dispersión disminuida en comparación con sedimentos fluviales. La magnitud de las anomalías está virtualmente inafectada por los cambios en las descargas. Se puede realizar levantamientos hidroquímicos en paralelo con programas de muestreo de sedimentos fluviales y suelos tanto para exploración mineral como objetivos ambientales.

(iv) La extracción parcial de lixiviación enzimática da una respuesta comparable a, o mejor que, la geoquímica convencional de suelos para sistemas porfídicos y epitermales de alta sulfuración. Esta técnica generalmente da mejores razones pico:fondo y anomalías adicionales de oxidación las cuales amplían el área objetivo. La ventaja principal es el potencial para detección a la escala de prospecto de sistemas hidrotermales en profundidad, incluyendo mineralización epitermal de baja sulfuración.

10

ALGUNOS ASPECTOS AMBIENTALES Y LEGALES RELACIONADOS CON LA ACTIVIDAD MINERA EN EL ECUADOR[1]

10.1 Información ambiental general

10.1.1 Ecuador, país megadiverso

El Ecuador tiene una riqueza natural y cultural privilegiada por la posición geográfica que ocupa al ubicarse en la zona ecuatorial (paralelo 0), por estar atravesado por la Cordillera de los Andes y por la influencia que ejercen varias corrientes marinas en su territorio. Estos factores determinan la presencia de una gran variedad de climas que ocurren a distancias muy cortas y que van desde el tropical megatérmico muy árido hasta el ecuatorial frío de alta montaña. Además, posee una gran diversidad de paisajes y entornos naturales en una superficie continental e insular relativamente pequeña que abarca cuatro regiones naturales, que de Oeste a Este son: las Islas Galápagos, la Región Litoral o Costa, la Región Interandina o Sierra y la Región Amazónica u Oriente.

El Ecuador tiene 256000 km^2 que representan aproximadamente el 0.19% de la superficie terrestre del planeta. Sin embargo, es uno de los 17 países con mayor biodiversidad biológica del mundo o “megadiversos”; “siempre ocupa lugares importantes en las listas mundiales de casi todas las categorías de organismos, y si se considera la diversidad por unidad de superficie, muy bien podría resultar el número uno en la lista de megadiversidad[2]”.

[1] Documento preparado por Fundación Natura y editado por PRODEMINCA
[2] Mittermeier, R., Robles, P., Goettsch, C. (1997) Megadiversidad. Conservation International – Cemex.

Dentro de su territorio se encuentran dos sitios de concentración de biodiversidad que enfrentan graves amenazas (hotspots): los Andes tropicales, que ocupan el primer lugar en la lista mundial de hotspots, y la región del Chocó/Darién/Ecuador Occidental[3]. En estos sitios, como en sus tierras prístinas de la alta Amazonía, abundan las especies endémicas. Ecuador tiene en su territorio 11 áreas de endemismo de aves[4] definidas por BirdLife International y 6 centros de diversidad y endemismo de plantas identificados por el WWF/UICN[5].

Ecuador ocupa el tercer lugar del mundo en número de especies de anfibios, con 402 especies, de las que 138, es decir el 34%, son endémicas y el cuarto lugar del mundo en número de especies de aves de las cuales 37 son endémicas. Esto significa que el Ecuador posee la asombrosa cifra de 1.42 especies de anfibios y 5.5 especies de aves por cada 1000 km^2. Es el quinto lugar en diversidad de mariposas de la familia Papilionidae con 60 especies, el octavo en diversidad de reptiles y el noveno por endemismo de su herpetofauna; el decimosexto sitio por la diversidad total de sus mamíferos y se destaca también por la diversidad total de sus plantas superiores.

Esta riqueza está contenida en sus bosques naturales, de los cuales una muestra representativa está en el Sistema de Áreas Protegidas del Ecuador (SNAP) que cubre una superficie de 4667426 hectáreas, (17.2% del territorio y 32% de las áreas con vegetación natural), sin contar con los Bosques y Vegetación Protectores.

Relacionada con la riqueza de paisajes y de diversidad biológica, el país tiene también una gran diversidad cultural expresada en por lo menos 16 grupos étnicos nativos, con dialecto y cultura propias. Estos grupos pertenecen a 10 nacionalidades indígenas: Chachis, Awa Coaquier, Tsáchilas, Quichuas de la Sierra, Quichuas de la Amazonía, Sionas, Secoyas, Cofanes, Huaoranis, Shuar y Ashuar. La población indígena representa una parte importante de la población nacional. Los estudios realizados estiman que los indígenas pueden representar entre el 10 y el 30% de la población nacional.

10.1.2 Marco político y jurídico de la gestión ambiental en el Ecuador

Políticas ambientales

En 1994 la Comisión Asesora Ambiental (antecedente del Ministerio del Ambiente, creado en 1996) emitió las primeras Políticas Ambientales para el Ecuador[6].

Entre sus orientaciones más importantes están: para conseguir el desarrollo sustentable, toda actividad debe ser socialmente justa, económicamente rentable y ambientalmente sustentable; y toda actividad que se emprenda debe incorporar consideraciones ambientales, junto con las económicas, sociales y culturales.

[3] La región del Chocó es un conjunto de selvas húmedas de tierras bajas que alcanza su máxima expresión en Colombia y se prolonga hasta el departamento del Darién en Panamá
[4] Birdlife International
[5] Cita WWF
[6] Comisión Asesora Ambiental (1994) Políticas Básicas Ambientales del Ecuador. Decreto 1802 del 1 de junio de 1994, publicado en el Registro Oficial 456 del 7 de junio de 1994

Estas políticas además especifican que el Estado deberá preocuparse particularmente de normar y controlar aquellas actividades productivas que causan graves impactos sobre el ambiente.

El proceso de fijación de políticas ambientales se ha profundizado desde la creación del Ministerio del Ambiente. La Estrategia Nacional para el Desarrollo Sostenible del Ecuador, elaborada en noviembre de 1999, contiene principios y políticas que se mencionan a continuación y que tienen relación con el marco regulatorio de la actividad minera:

> ***Sostenibilidad ecológica:*** el uso de los recursos naturales y el manejo de los ecosistemas se realizarán dentro de límites y con procedimientos que no causen efectos irreversibles en los sistemas naturales. La utilización de un determinado recurso no debe reducir el uso potencial del mismo en el largo plazo ni comprometer la existencia de otros recursos.
>
> ***Consentimiento informado previo:*** los usos que se hagan de los componentes de la biodiversidad requieren de la consulta y del consentimiento previo y expreso de los actores sociales involucrados y de la autoridad competente. Este consentimiento debe basarse en una información veraz, transparente, fidedigna, completa, oportuna, actual y accesible.
>
> ***Precaución:*** la falta de pruebas científicas no debe alegarse como razón para aplazar las medidas necesarias cuando exista presunción razonable de riesgo de reducción o pérdida sustancial de diversidad biológica, de la seguridad alimentaria y de la salud humana, animal o vegetal.
>
> ***Prevención:*** se tenderá de manera prioritaria a la prevención de daños o amenazas a la biodiversidad y, en general, al ambiente antes que a los mecanismos de compensación o restauración de los daños causados

Con base en estos principios, se proponen políticas nacionales de conservación; las más importantes son:

> ***Garantizar*** la continuidad y el mantenimiento de las funciones reguladoras y los procesos ecológicos y evolutivos que sustentan la vida y que posibilitan la existencia de la biodiversidad.
>
> ***Fortalecer*** la capacidad normativa y de control del Ministerio del Ambiente y consolidar el Sistema Nacional de Áreas Protegidas.
>
> ***Promover*** el uso de tecnologías limpias en los sectores productivos y de servicios, apuntando a minimizar la generación de residuos y la contaminación del agua.
>
> ***Conservar***, restaurar y promover el manejo sostenible de las áreas prioritarias: humedales, manglares páramo andino y zonas áridas y secas.

10.1.3 El marco jurídico e institucional de la gestión ambiental

Las leyes principales que norman el manejo ambiental en el Ecuador, orientado al ámbito de los recursos naturales y la diversidad biológica son: la Constitución Política de la República, la Ley de Gestión Ambiental, la Ley Forestal de Áreas Naturales y Vida Silvestre y sus Reglamentos.

Este marco legal está en proceso de cambio y adaptación; la nueva constitución fue aprobada en junio de 1998 y algunos de sus mandatos referidos al tema ambiental no han sido reglamentados.

10.1.4 La Constitución Política del Ecuador

La nueva Constitución Política del Ecuador, vigente desde el 11 de agosto 1998, introdujo importantes normas relacionadas con la gestión ambiental.

En el **Art. 3** establece como un deber primordial del Estado ecuatoriano la defensa del patrimonio natural y cultural del país y la protección del medio ambiente.

El **Art. 86** declara de interés público "la preservación del medio ambiente, la conservación de los ecosistemas, la biodiversidad y la integridad del patrimonio genético del país", así como "el establecimiento de un sistema nacional de áreas protegidas, que garantice la conservación de la biodiversidad y el mantenimiento de los servicios ecológicos, de conformidad con los convenios y tratados internacionales".

El **Art. 87** establece que en las infracciones contra el medio ambiente no solo se podrán determinar responsabilidades administrativas y civiles como era en el pasado, sino también responsabilidades penales[7].

El **Art. 91** dice que "el Estado, sus delegatarios y concesionarios, serán responsables de los daños ambientales...Tomará medidas preventivas en caso de dudas sobre el impacto o consecuencias ambientales negativas de alguna acción u omisión, aunque no exista evidencia científica del daño".

La sección sobre los derechos colectivos, en el Artículo 84, establece que el Estado "reconocerá y garantizará a los pueblos indígenas (y negros o afroecuatorianos)....la propiedad imprescriptible de las tierras comunitarias, que serán inalienables, inembargables e indivisibles, salvo la facultad del Estado de declarar su utilidad pública….Ser consultados sobre planes y programas de prospección y explotación de recursos no renovables que se hallen en sus tierras y que puedan afectarlos ambiental o culturalmente; participar en los beneficios que esos proyectos reporten, en cuanto sea posible y recibir indemnizaciones por los perjuicios socio-ambientales que les causen...."

10.1.5 La ley de gestión ambiental

Los principios y políticas enumerados antes iniciaron el proceso para articular la gestión ambiental con una visión integradora, que busca establecer lineamientos comunes y lograr mayor eficacia, eficiencia y participación ciudadana mediante la descentralización.

[7] Ley Reformatoria al Código Penal (2000) Publicada en el Registro Oficial No. 2 del 25 de enero del 2000

La Ley de Gestión Ambiental, emitida en julio de 1999[8], plasma esos principios y políticas en un nuevo marco institucional para la administración y control ambiental. Define que las estrategias, los planes, los programas y proyectos para la gestión ambiental nacional constituirán el Plan Ambiental Ecuatoriano, que será formulado por el Ministerio del Ambiente y aprobado por el Presidente de la República, quien contará con la asesoría del Consejo Nacional de Desarrollo Sustentable.

El Ministerio del Ambiente será el ente rector (autoridad ambiental), coordinador y regulador del Sistema. Todas las actividades que puedan causar impactos ambientales serán calificadas con base en un Sistema Único de Manejo Ambiental, guiado por el principio de precaución. Los inversionistas deberán presentar estudios de línea base, evaluación del impacto ambiental de su actividad, evaluación de riesgos, planes de manejo general y del riesgo, sistemas de monitoreo, planes de contingencia y mitigación, auditorías ambientales y planes de abandono.

La ley establece que toda persona, natural o jurídica, tiene derecho a participar en la gestión ambiental a través de consultas, audiencias públicas, iniciativas o cualquier otra que proponga el reglamento. Además, se concede acción popular para denunciar a quienes violen esta garantía.

10.1.6 La ley forestal y de conservación de áreas naturales y vida silvestre

Esta ley regula el uso de los recursos forestales entendidos en un sentido amplio, que incluyen las tierras de aptitud forestal públicas y privadas, los bosques naturales y cultivados públicos y privados, los bosques y vegetación protectores públicos y privados, las Áreas Naturales del Estado y la flora y fauna silvestres, cuyo manejo y aprovechamiento norma. La autoridad responsable es el Ministerio del Ambiente.

Las categorías de uso y manejo de las áreas más importantes por su fragilidad ecológica y por los servicios ambientales que brindan, de acuerdo a la clasificación que hace esta ley, son:

(i) El Patrimonio Forestal del Estado:

Comprenden las tierras forestales que son de su propiedad, los bosques naturales que existan en ellas, los cultivados por su cuenta, los manglares – aún aquellos existentes en propiedades particulares – y la flora y fauna silvestres[9].

El uso de estas áreas es para forestación y aprovechamiento sustentable del recurso forestal.

La Ley Forestal no hace referencia alguna a la posibilidad de realizar actividades mineras dentro del Patrimonio Forestal del Estado. La ley de Minería establece que ésta se podrá realizar, previa la autorización de la autoridad ambiental.

(ii) Los Bosques y Vegetación Protectores:

Tienen un estatus de protección más estricto que el Patrimonio Forestal del Estado. Las funciones que cumplen son la conservación del suelo y la vida silvestre, control de fenómenos pluviales, la preservación de cuencas hidrográficas, protección de depósitos de agua, constituir cortinas rompe vientos o ser áreas de investigación hidrobiológico-forestal[10].

[8] Ley No. 99-37 publicada en el Registro Oficial No. 245 del 30 de julio de 1999
[9] Ley Forestal y de Conservación de Áreas Naturales y Vida Silvestre
[10] Ibid

Las únicas actividades permitidas son: la apertura de franjas contra fuegos, control fitosanitario, fomento de flora y fauna silvestre, ejecución de obras públicas consideradas prioritarias, actividades científicas, turísticas y de recreación, y prospección minera previa autorización de la autoridad ambiental[11].

(iii) El Patrimonio Nacional de Áreas Naturales del Estado:

La Ley Forestal define al Patrimonio Nacional de Áreas Naturales como "el conjunto de áreas silvestres que se destacan por su valor protector, científico, escénico, educacional, turístico y recreacional, por su flora y fauna o porque constituyen ecosistemas que contribuyen a mantener el equilibrio del medio ambiente[12]".

Además, la Ley define las categorías de manejo de estas áreas naturales de acuerdo a criterios de riqueza biológica y grado de alteración. Estas categorías son: Parque Nacional, Reserva Ecológica, Refugio de Vida Silvestre, Reserva Biológica, Reserva de Producción de Fauna, Área Nacional de Recreación y Área de Caza y Pesca.

El Sistema Nacional de Áreas Naturales Protegidas del Ecuador (SNAP) se encuentra constituido actualmente por 26 áreas naturales, como lo registra la Tabla 10.1, en la cual falta el Parque Binacional El Cóndor, que aún no ha sido integrado al SNAP.

Dentro de este sistema no están incluidos los Bosques y Vegetación Protectores, que ocupan una extensión aproximada de 2390008 hectáreas[13].

10.1.7 Marco jurídico e institucional de la actividad minera

Señala la normatividad ambiental minera vigente en tres niveles: constitucional, legal y de los principales reglamentos aplicables. Se hace especial mención a las disposiciones ambientales directamente referidas a minería y su relación con la conservación de los recursos naturales, en particular de Áreas Protegidas y Bosques Protectores, y, la normatividad referida a los derechos de las poblaciones en relación al tema minero.

10.1.8 La actividad minera en la Constitución

La Constitución Política es la norma jurídica suprema en la estructura del derecho ecuatoriano y tiene primacía por sobre cualquier otra disposición legal.

---

[11] Ibid
[12] Ley 74. Ley Forestal y de Conservación de Áreas Naturales y Vida Silvestre. RO-64 del 24 de agosto de 1981
[13] Nieto D. (1992) Archivo de la unidad de bosques naturales, Ministerio de Ambiente

Su **Art. 247** establece un régimen de propiedad exclusiva del Estado sobre los recursos naturales no renovables, incluyendo los productos del subsuelo; minerales y sustancias cuya naturaleza sea distinta a la del suelo, incluso las que se encuentran en áreas cubiertas por las aguas del mar territorial. Sobre estos bienes, entonces, no cabe que ningún particular, cualquiera fuere su condición jurídica pueda ostentar el derecho de propiedad. Es al Estado, como propietario exclusivo, a quien corresponde su "explotación racional", de manera directa o con la participación del sector privado, (**Art. 244, numeral 7**).

La comunidad debe ser consultada frente a toda decisión estatal que pueda afectar al medio ambiente, previo estar debidamente informada (**Art. 88**). La inobservancia de esta garantía constitucional, no solo que genera la acción de amparo en favor del titular cuyo derecho es vulnerado, sino que el acto jurídico que se haya generado omitiendo la consulta adolecerá objeto ilícito y, consecuentemente, de nulidad absoluta por contrariar una disposición del Derecho Público Ecuatoriano (**Art. 1505 Código Civil**).

10.1.9 El régimen legal de la actividad minera

La Ley de Minería actualmente en vigencia, data del 31 de mayo de 1991 (Suplemento del Registro Oficial No. 695).

Esta ley busca normar las relaciones entre el Estado y las personas naturales y jurídicas, nacionales y extranjeras y las de éstas entre sí, respecto de la obtención de derechos y de la ejecución de las actividades mineras (**Art. 1**). No se refiere a los hidrocarburos, los minerales radioactivos y las aguas minero-medicinales, para los que hay regímenes especiales.

El Estado autoriza la ejecución de actividades mineras para el aprovechamiento racional de los recursos, a particulares, otorgándoles "derechos mineros" (**Art. 5**).

Los derechos mineros emanan de los siguientes actos jurídicos:

Concesiones de exploración y explotación.

Autorizaciones para instalar y operar plantas de beneficio, fundición y refinación.

Licencias de comercialización (**Art. 6**).

La concesión minera es un derecho real e inmueble, distinto e independiente al de la propiedad de la tierra donde se encuentra, susceptible de ser transferido por acto entre vivos y transmitido por herencia, así como de constituirse en él cualquier gravamen salvo el de patrimonio familiar. No es susceptible de división material sino solo como derechos y acciones (**Art. 7**).

Para la ejecución de actividades mineras en ciertos lugares especiales, deberá contarse con informes otorgados por las autoridades competentes, de acuerdo al detalle establecido en la Ley.

Pueden ser sujetos de derecho minero, personas naturales y jurídicas, nacionales y extranjeras (**Art. 12**).

Tabla 10.1. Patrimonio Nacional de Áreas Naturales Protegidas del Ecuador

Categorías	Áreas	Provincias	Superficie (ha)
Parque nacional	1. Cotopaxi	Cotopaxi	33393
	2. Galápagos	Galápagos	693700
	3. Machalilla	Manabí	56184
	4. Podocarpus	Loja, Zamora Chinchipe	146280
	5. Sangay	Tungurahua, Chimborazo, Morona Santiago, Cañar	517725
	6. Llanganates	Cotopaxi, Napo, Tungurahua, Pastaza	219707
	7. Sumaco-Napo-Galeras	Napo	205249
	8. Yasuní	Napo	982000
	9. Cajas	Azuay	28808
Reserva Ecológica	10. Antisana	Pichincha, Napo	120000
	11. Cayambe-Coca	Pichincha, Napo, Sucumbíos	403103
	12. Cotacachi-Cayapas	Imbabura, Esmeraldas	204420
	13. El Ángel	Carchi	15715
	14. Manglares Cayapas-Mataje	Esmeraldas	51300
	15. Manglares Churute	Guayas	49984
	16. Illinizas	Pichincha, Cotopaxi	149900
	17. Mache Chindul	Manabí, Esmeraldas	70000
Refugio de Vida Silvestre	18. Pasochoa	Pichincha	500
	19. Isla Santa Clara	El Oro	5
Reserva de Recursos Marinos	20. Galápagos	Galápagos	7000000
Reserva Biológica	21. Limoncocha		4613
Área Nacional de Recreación	22. El Boliche		1077
Reserva de Producción Faunística	23. Chimborazo		58560
	24. Cuyabeno		603380
Reserva Geobotánica	25. Pululahua		3383
		TOTAL	**11618986**

10.1.10 Limitación de las actividades mineras en Áreas Protegidas y Patrimonio Forestal del Estado

El **Art. 87** limita las actividades mineras dentro de los límites del Patrimonio Forestal del Estado y de las áreas protegidas a casos motivados en el interés nacional, previa autorización de la autoridad ambiental competente, para cada caso específico. Las personas naturales quedan excluidas de estas actividades.

Se utilizará, en todo caso, sistemas de explotación subterránea, con el menor número posible de zonas de ingreso a las minas. Se prohíbe la minería de lavaderos o placeres y toda actividad de industrialización de los metales.

El artículo enumerado agregado al Reglamento General a la Ley, a continuación del **artículo 11** (R.O. 1721 de 18-01-00) regula el otorgamiento de concesiones mineras dentro de áreas comprendidas en el Patrimonio de Áreas Forestales del Estado y Bosques y Vegetación Protectores, posibilitando que los solicitantes obtengan, en momentos separados, la concesión de las zonas no comprendidas en las áreas forestales, pudiendo solicitar, en caso de que posteriormente se le otorgue la concesión en zonas inmersas en áreas forestales, una modificación del título.

10.1.11 Fases de la actividad minera

Prospección: que la puede realizar libremente toda persona en el territorio nacional, salvo las zonas ya concesionadas.

Exploración: la concesión de exploración confiere a su titular el derecho real y exclusivo a explorar dentro de los límites de ésta, durante el plazo de dos años renovables.

Explotación: la concesión de explotación confiere el derecho real y exclusivo de explotar, beneficiar, fundir, refinar y comercializar toda clase de minerales obtenidos dentro del perímetro de la concesión, el cual tendrá hasta 3000 hectáreas mineras y un plazo de 20 años renovable.

Beneficio, Fundición, Refinación: El Estado autoriza la instalación y operación de plantas a cualquier persona natural jurídica, nacional o extranjera que lo solicite de conformidad con la Ley. Los concesionarios para explotación tienen derecho de levantar plantas dentro del territorio de su posesión.

10.1.12 La política minera

Su formulación corresponde a la Función Ejecutiva. El Ministerio de Energía y Minas (MEM) se encarga de la planificación, ejecución y administración de la política minera aprobada por el Presidente de la República.

La administración de los procesos de otorgamiento, conservación y extinción de los derechos mineros, corresponde a la Dirección Nacional de Minería del MEM.

10.1.13 Derechos de los titulares mineros

Continuidad de los trabajos: prohibición a las autoridades para ordenar la suspensión de trabajos en una concesión salvo los casos previstos en la Ley.

Construcciones e instalaciones complementarias dentro de la concesión.

Aprovechamiento de aguas y constitución de servidumbres.

Modificación del curso de las aguas, previa autorización y si no perjudica a terceros.

Obligaciones ambientales de los titulares mineros: El **Art. 67** de la Ley de minería impone a los titulares de las concesiones mineras a ejecutar sus labores con métodos y técnicas que minimicen el daño al suelo y, en todo caso, a resarcir los daños y perjuicios que causen en la realización de sus trabajos.

La realización de estudios de impacto ambiental y planes de manejo ambiental para prevenir, mitigar, controlar, rehabilitar y compensar los impactos ambientales y sociales de sus actividades, es la obligación central de los titulares en materia ambiental.

La Subsecretaría de Protección Ambiental del MEM es la dependencia encargada de su aprobación, previo informe de la Unidad Ambiental Minera.

Los contenidos clave del plan de manejo ambiental son:

> ***Descripción del proyecto y medidas ambientales a aplicarse para:*** protección de flora, fauna, paisaje, suelo y comunidades indígenas (en el orden usado por la Ley); prevención y control de impactos; seguimiento y monitoreo de impactos; rehabilitación de áreas impactadas; mantenimiento de infraestructura; planes de emergencia y contingencia contra accidentes ambientales; mitigación de impactos; compensación por daños causados.
>
> ***Cronograma de actividades.***
>
> ***Mapa del área de ejecución del proyecto***, delimitando el sitio o sitios donde se los ejecutará y su posible área de influencia.
>
> ***Tratamiento de desechos y descargas*** de acuerdo a límites permisibles.
>
> ***Evaluación del cumplimiento*** de las medidas ambientales programadas.
>
> ***Declaración de efecto ambiental*** para la etapa de exploración.
>
> ***Estudio de impacto ambiental*** con su respectivo plan para cada una de las fases del proyecto.
>
> ***Programas de capacitación ambiental*** permanente para los empleados.

10.1.14 Relaciones entre los titulares y los dueños de los predios

La Ley establece la constitución de servidumbre como mecanismo jurídico para regular las relaciones entre los titulares de derechos mineros y los dueños de los predios donde estos se ejercen.

Desde que se constituye una concesión minera los predios quedan sujetos a las siguientes servidumbres (**Art. 97**):

La de ser ocupados en toda la extensión requerida por las construcciones e instalaciones propias de la actividad minera.

Las de tránsito, acueducto, línea férrea, aeródromo, andariveles, rampas, cintas transportadoras, y todo otro sistema de transporte y comunicación.

Las establecidas en la Ley Básica de Electrificación para el caso de instalaciones de servicio eléctrico.

Las demás necesarias para el ejercicio de la actividad minera.

10.1.15 El Reglamento General de la Ley de Minería

Busca posibilitar la aplicación puntual de las disposiciones de la Ley de Minería, en su correcto alcance y sentido.

Declara de utilidad pública e interés nacional prioritario en todas sus fases a la actividad minera, y la considera fundamental para el desarrollo sustentable, armónico y equilibrado del país.

El Reglamento enumera y puntualiza las atribuciones de las autoridades mineras; regula los pasos del procedimiento para el otorgamiento de concesiones y autorizaciones, para la extinción de derechos mineros y el régimen tributario y económico.

Las reformas al Reglamento publicadas en el Registro Oficial 1721 del 18 de enero de 2000, mejora los procesos de otorgamiento y permite que las universidades y escuelas politécnicas que cuenten con facultades o escuelas de Geología, Minas, Ciencias de la Tierra y/o Ambientales, dotadas de suficiente capacidad técnica, realicen evaluaciones e informes previos necesarios para la adopción de una disposición o resolución.

10.1.16 El Reglamento Ambiental para las actividades mineras

Regula la gestión ambiental en las actividades mineras en todas sus fases y en las actividades de cierre de labores, con el fin de prevenir, controlar, mitigar, rehabilitar y compensar los aspectos ambientales negativos de tales actividades en el territorio nacional (**Art. 2**).

Busca promover el desarrollo sustentable de la minería en el Ecuador, a través del establecimiento de normas y procesos para prevenir, controlar, mitigar, rehabilitar y compensar los efectos que las actividades mineras puedan tener sobre el medio ambiente y la sociedad (**Art. 3**).

La administración ambiental minera: el control ambiental de la actividad minera corresponde a:

Ministerio de Energía y Minas, con sus instancias especializadas:

Subsecretaría de Protección Ambiental

Subsecretaría de Minas

Dirección Nacional de Minería

Direcciones regionales de Minería

Unidad ambiental minera

El Reglamento puntualiza las atribuciones de cada una de estas dependencias y establece la obligación de coordinación con el Ministerio del Ambiente.

Estudios ambientales: el Reglamento desarrolla la obligación de los titulares de derechos mineros y entidades públicas que realicen actividades mineras, de presentar los siguientes estudios:

> ***Evaluación Preliminar de Impacto Ambiental:*** requerida previamente a la autorización del Ministerio de Ambiente para actividades mineras en áreas del Patrimonio Forestal del Estado y, previa la iniciación de actividades de exploración una vez que se cuenta con el título minero.
>
> ***Evaluación de impacto ambiental:*** necesario previo el inicio de las actividades avanzadas de exploración, labores de explotación, beneficio, fundición y refinación. Deberá identificar, describir y valorar en función de las particularidades de cada caso concreto, los efectos notables previsibles que sobre los aspectos ambientales tendrá el proyecto minero. Incluirá el plan de manejo ambiental y será aprobado por la Subsecretaría de Protección Ambiental.
>
> ***Auditoría Ambiental:*** deberá ser presentada anualmente por el titular de un derecho minero mientras esté vigente ante la Subsecretaría de Protección Ambiental para que verifique el cumplimiento del plan de manejo ambiental y de la normatividad ambiental vigente.

El Reglamento trae anexos instructivos para la realización de cada uno de estos estudios. Los estudios deberán incluir programas de difusión de su contenido, alcance del proyecto, impactos potenciales y medidas de prevención y control previstas, dirigidas a las poblaciones asentadas en el área de influencia del proyecto.

El reglamento establece normas ambientales generales y especiales para cada una de las fases de la actividad, para la actividad minera artesanal y para las actividades mineras dentro del Patrimonio Forestal del Estado y Bosques Protectores. No se autorizarán actividades mineras en el Patrimonio de Áreas Naturales del Estado.

Entre las normas ambientales generales, encontramos medidas de protección para la biodiversidad, para las especies silvestres, para el patrimonio cultural y para la población local.

Sobre este último aspecto, el Reglamento establece que se promoverá la consulta y participación de los pobladores locales, en calidad de ejecutores y beneficiarios de proyectos ambientales destinados a la reducción del impacto ambiental de las actividades mineras.

También se establecen normas de protección de la salud de los trabajadores, manejo de desechos y manejo de combustibles.

10.1.17 Denuncias y sanciones

Se establece la responsabilidad del titular del derecho minero de poner en conocimiento de la autoridad minera los accidentes y hechos fortuitos que ocasionen efectos ambientales negativos y poner inmediatamente en práctica las medidas de mitigación previstas en el plan de manejo ambiental.

El Código Penal establece sanciones para los delitos ambientales consignados en él. La liberación al ambiente de residuos por encima de los límites permitidos y que pongan en peligro o alteren "la flora, fauna, potencial genético, biodiversidad y recursos hidrobiológicos", será sancionada con prisión de 1 a 4 años. La pena podrá ser aumentada de 3 a 5 años si se ocasionaren daños a la salud de las personas o a sus bienes, si el daño es irreversible, si la actividad fue clandestina o si se afecta gravemente a recursos naturales necesarios para la actividad económica[14].

10.1.18 Otros cuerpos normativos importantes

Ley de Cámaras de Minería: Entre otras disposiciones establece que, para poder realizar actividades de carácter minero en el Ecuador, las personas naturales y jurídicas deberán previamente afiliarse a la Cámara de Minería de su respectiva jurisdicción.

Acuerdo No. 348: Toda compañía nacional o extranjera domiciliada en el Ecuador que ejerza actividades mineras en el país, sea como titulares de derechos mineros, contratistas o subcontratistas deberán enrolar o contratar por lo menos dos técnicos o profesionales ecuatorianos por cada técnico o profesional extranjero contratado para labores similares o correspondientes a las de los Ingenieros en Minas y Petróleos. Los extranjeros contratados permanecerán ejerciendo su actividad por un tiempo acordado de mutuo acuerdo, luego del cual será reemplazado por uno de los técnicos nacionales, se exceptúan los extranjeros que actúan como gerentes apoderados.

Reglamento de Seguridad Minera: Busca establecer normas para la aplicación de la Ley de Minería a fin de proteger la vida y salud del recurso humano minero.

Al efecto establece procedimientos de seguridad, capacitación y normas generales de seguridad para la prevención de accidentes de trabajo, para el empleo de explosivos, instalaciones, actividades de superficie, a cielo abierto y canteras y actividades mineras subterráneas.

10.1.19 Consultas

Sobre estas leyes y reglamentos, así como sobre los pasos que suelen requerirse para la presentación de solicitudes de concesión y sus permisos ambientales, puede consultarse en la página web: *www.mineriaecuador.com* que mantiene el MEM.

[14] Ley Reformatoria al Código Penal. Publicada en el Registro Oficial No. 2 del 25 de enero del 2000

10.2 Descripción bioecológica y socioeconómica de los Distritos Mineros

10.2.1 Antecedentes generales

La Evaluación de Distritos Mineros del Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental (PRODEMINCA) realizó investigaciones mineralógicas para "establecer modelos genéticos y descriptivos para algunos de los más importantes tipos de depósitos metalíferos en el Ecuador" (PRODEMINCA, 2000), lo que permite establecer la metalogenia y posibles tamaños de los yacimientos que pueden descubrirse en el país. Con información preexistente se trabajó en los distritos mineros: Azuay, La Plata, Imbaoeste, Alao-Paute y Zamora (ver Mapas).

La Fundación Natura recopiló información sobre aspectos bioecológicos y socioeconómicos de estos distritos mineros. La Fundación considera indispensable que la información sobre las áreas con potencial minero incluya una evaluación sobre su valor para la conservación de la diversidad biológica y para el mantenimiento de procesos ecológicos, así como sobre las condiciones sociales y económicas de las poblaciones humanas que habitan en ellas, y su situación legal respecto a esfuerzos de conservación.

La información y su análisis tienen 2 niveles: uno general, que usa como referencia los límites de los distritos mineros, y otro específico que describe con mayor detalle las áreas donde están asentados los depósitos o áreas mineras.

10.2.2 Descripción de aspectos bioecológicos de los distritos mineros[15]

Metodología

Una vez delimitados los distritos mineros, se identificaron los tipos de formaciones vegetales o ecosistemas[16] existentes en cada distrito y se describió su nivel de representatividad en el Sistema Nacional de Áreas Protegidas (SNAP). Luego se comparó este nivel de representatividad con el objetivo de conservación de la Unión Internacional para la Naturaleza (UICN) para determinar la prioridad de conservación de cada ecosistema.

Cuando se encontró que un depósito o yacimiento podía tener relación con un área protegida o bosque protector, se realizó una descripción de dicha área o bosque[17]. Además, se mencionan bosques o áreas protegidas no relacionados con depósitos pero que están incluidos dentro de los límites del distrito.

---

[15] La información recopilada por la Fundación Natura procede de fuentes secundarias. Los archivos electrónicos con el mapa base, los límites de los distritos y los límites de las áreas protegidas y bosques protectores relacionados con ellos fueron proporcionados por PRODEMINCA y editados por Fundación Natura para adecuarlos a las necesidades del trabajo. En todos los mapas se ubican las Áreas Protegidas y Bosques Protectores relacionados con los distritos mineros y los depósitos o áreas mineras utilizados por PRODEMINCA para definir los distritos. Para esto último se han utilizado las coordenadas proporcionadas por personal de la Dirección Nacional de Geología del Ministerio de Energía y Minas.

[16] A pesar de que existen definiciones más amplias, la caracterización de ecosistemas o formaciones vegetales de Sierra, utilizada en este trabajo, se realiza combinando criterios de estructura y fisonomía de la vegetación (por ejemplo, manglar, matorral, bosque), climáticos (por ejemplo secos, húmedos), hídricos (por ejemplo inundables), florísticos (por ejemplo de palmas, herbáceo, arbustivo), fenológicos (por ejemplo siempreverdes, semideciduos, deciduos) y altitudinales (por ejemplo piemontano, montano bajo, montano).

[17] Por "relación" entendemos que el depósito esté dentro del área o cerca de sus límites

La importancia de cada ecosistema se caracterizó usando la metodología de Sierra et al. (1999), que consiste en identificar áreas críticas para la conservación a través de criterios como representatividad ecosistémica, diversidad ecosistémica, diversidad de especies de aves, endemismo de aves, presión humana y especies amenazadas. Además, la caracterización se complementó con los criterios utilizados por el estudio de Fundación Natura (2000), que identifica áreas para conservación mediante el estudio de la distribución de especies claves y la presencia de fenómenos ecológicos y evolutivos de importancia, utilizando 5 grupos taxonómicos.

Estos conceptos se explican a continuación:

Representatividad ecosistémica efectiva: Es la medida en que determinado ecosistema está efectivamente representado en el Sistema Nacional de Áreas Naturales Protegidas del Ecuador (PRODEMINCA, 2000). Se calcula con base en un modelo matemático que considera el área total del ecosistema que está incluida en el Sistema y, aplicando criterios de ponderación como las condiciones de manejo, establece la efectividad de la conservación. Entre más baja sea la representatividad efectiva de determinado ecosistema, mayor será la necesidad de tomar medidas para lograr su conservación.

Objetivo de conservación del 10% de la Unión Mundial para la Naturaleza (UICN, 1980): Este organismo internacional sugiere que al menos un 10% de cada ecosistema de un país debe gozar de protección. Esta cifra tiene una justificación: para evitar perder más hábitats y especies, y sus procesos asociados, se deben conservar muestras lo suficientemente representativas de la mayor variedad biológica posible[18].

Diversidad ecosistémica: La variedad de ecosistemas o paisajes que existen en una superficie determinada (Dinerstein et al., 1999). Varias regiones del Ecuador, particularmente los bosques occidentales y la amazonía, se caracterizan por su gran diversidad ecosistémica.

Diversidad de especies: Número de especies distintas existentes en un hábitat o ecosistema (Dinerstein et al., 1999).

Endemismo: Se refiere a la existencia de especies únicas, que no se encuentran en ningún otro lugar del planeta. En la descripción de los distritos objeto de estudio, se encuentran algunas especies, sobre todo de aves, que son endémicas del Ecuador. Muchas de las especies endémicas tienen una distribución en extremo limitada, es decir, viven en unos cuantos kilómetros cuadrados, como las cimas de ciertas montañas donde existen retazos de bosque natural, y eso las hace particularmente vulnerables a la extinción.

Especies amenazadas: Especies animales o vegetales que están en peligro de desaparecer. Entre las causas más importantes para la desaparición de especies están la destrucción y contaminación de sus hábitats.

[18] El cumplimiento de este objetivo se puede cuantificar (como se ve en la lista de ecosistemas en cada distrito). Por ejemplo, si se dice que el Bosque Deciduo de Tierras Bajas tiene una representatividad ecosistémica efectiva en el SNAP del 6.51 %, ello significa que para alcanzar el 10 % del objetivo de conservación de la UICN existe un déficit del 3.49% que debería ser suplido.

Especies claves: Especies animales o vegetales cuya existencia es vital para el mantenimiento de una comunidad. Por ejemplo, la presencia de grandes depredadores contribuye a mantener la estructura y composición de su comunidad.

Presión humana: Impactos que las actividades humanas de todo tipo ejercen sobre los ecosistemas.

10.3 Distritos mineros

10.3.1 Distrito Azuay

Límites: Para efectos de esta evaluación el distrito Azuay tiene una gran extensión (abarca parte de las provincias de Guayas, Cañar, Azuay, Loja, El Oro y Zamora Chinchipe). La descripción ambiental y social se refiere sobre todo a dos sectores donde se concentran los depósitos estudiados: al norte del río Jubones, básicamente en la provincia del Azuay y parte de la provincia del Guayas; y el sector de Zaruma-Portovelo en la provincia de El Oro. Las áreas descritas ocupan una extensa faja altitudinal que va desde los 200 m en el distrito minero de Ponce Enríquez hasta las alturas del páramo del Cajas a más de 4550 m.

Adicionalmente se describen aspectos ecológicos de los alrededores de la Mina Peggy, descrita como parte del Distrito Azuay, pero incluida en el mapa del distrito Zamora por su cercanía.

Tabla 10.2 Ecosistemas del Distrito Azuay

Ecosistema	Altitud (m)	Objeto de conservación (%)	Representatividad efectiva en el SNAP (%)	Déficit o Superávit	Prioridad de conservación
Bosque deciduo de tierras bajas	50-200	10	0.22	-10	Alta
Bosque semideciduo de tierras bajas	100-300	10	0.37	-9.63	Alta
Bosque semideciduo piemontano	100-400	10	0	-10	Alta
Bosque semideciduo piemontano	1100-1500	10	0	-10	Alta
Bosque siempreverde montano bajo	1300-1800	10	5.49	-4.51	Media-Alta
Matorral seco montano	1400-2500	10	0	-10	Media-Alta
Bosque de neblina montano	1800-3000	10	5.31	-4.69	Media-Alta
Bosque siempreverde montano alto	3000-3400	10	2.36	-7.64	Alta
Páramo herbáceo	3400-4000	10	14.49	4.49	Media-Baja

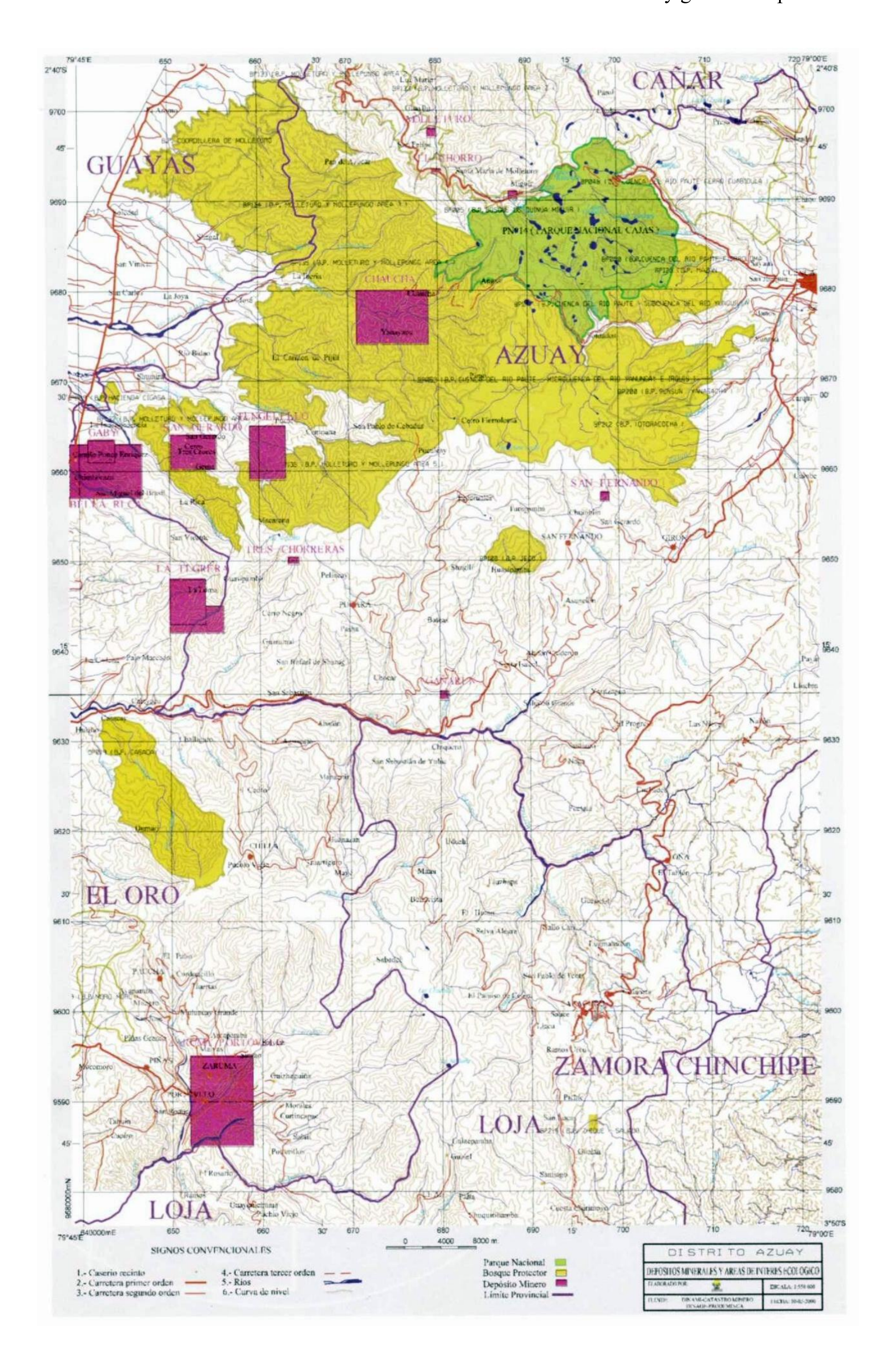


Figura 10.1 Distrito Azuay

Ecosistemas importantes: Dentro del distrito Azuay se encuentran nueve tipos de ecosistemas. De ellos, son de importancia los bosques deciduos y semideciduos[19], que se encuentran en las faldas de la cordillera de Molleturo y en las del Nudo de Portete (Tabla 10.2). También se ubican los bosques siempreverdes montanos bajo y alto[20], bosques andinos que se encuentran en el Parque Nacional El Cajas y las regiones aledañas que forman parte del bosque protector Molleturo-Mollepungo.

Áreas naturales protegidas dentro del distrito: En el distrito Azuay se encuentran el Parque Nacional El Cajas y varios bosques protectores. La Tabla 10.3 detalla su ubicación, superficie e importancia biológica, así como su relación con los yacimientos o áreas mineras estudiadas.

Tabla 10.3. Áreas Naturales Protegidas dentro del distrito

No. (a)	Área Natural	Provincia	Distintividad biológica*	Superficie** (ha)	Relacionado con depósito***
	PN EL Cajas	Azuay	Alta diversidad, alto endemismo	28808	Miguir
110	BP Molleturo y Mollepungo	Cañar, Azuay	Alta diversidad, alto endemismo	154762	Molleturo, El Chorro, Chaucha, Tenguelillo, San Gerardo, Gaby y Bella Rica
61	BP Cuenca del Río Moro Moro	El Oro	Baja diversidad, endemismo medio-bajo	2563	Zaruma-Portovelo
62	BP Cuenca del Río Paute (varias subcuencas)	Azuay	Alta diversidad, alto endemismo	195161	Mina Peggy
42	BP Jeco	Azuay	Baja diversidad, endemismo	2324	No
38	BP Sunsun-Yanasacha	Azuay	Alta diversidad, alto endemismo	3850	No
39	BP Mazán	Azuay	Alta diversidad, alto endemismo	2430	No
40	BP Río Dudahuaycu	Azuay	Alta diversidad, alto endemismo	2000	No
68	BP Hacienda Cigasa	Azuay	Diversidad media-alta, alto endemismo	465	No
138	BP Microcuenca del Río Casacay	El Oro	Diversidad media alta, alto endemismo	12270	No
75	BP Totoracocha (Totorillas)	Azuay	Alta diversidad, alto endemismo	656.90	No

Alta diversidad: gran variedad de especies dentro de un hábitat

Alto endemismo: presencia importante de especies que sólo existen en el país y/o la zona estudiada

** Fundación Natura (2000)*

*** Archivo de la Unidad de Bosques Naturales (elaborado por D. Nieto (1999), documento sin publicar); Probona (1995)*

**** PRODEMINCA (2000)*

(a): Número de identificación del Bosque en los archivos de la Dirección Nacional Forestal

[19] Se trata de bosques de tierras bajas en los que más del 25% de los árboles pierden sus hojas durante la temporada seca del año (entre 25% y 75%, bosques semideciduos; más del 75%, bosques deciduos).

[20] Se trata de bosques andinos en los que más del 75% de los árboles conservan sus hojas durante la temporada seca del año.

Las áreas naturales más relevantes en el distrito Azuay se describen a continuación:

Parque Nacional El Cajas (PNC)

El parque, de 28808 hectáreas, se encuentra localizado a 34 km al Noroeste de la ciudad de Cuenca. Su altura varía desde los 3000 m a los 4450 m (Oviedo & Pacheco, 1992). Los ecosistemas presentes en el Parque Nacional El Cajas van desde bosques siempreverdes montano altos hasta páramos. Esta zona es de importancia para la conservación debido a su belleza escénica y a que en ella existen especies de flora y fauna endémicas y amenazadas y hábitats únicos, como los bosques de *Polylepis* o árbol de papel. En el Cajas existen 232 lagunas de origen glaciar de las que nacen varios ríos, cuevas como la de Ilincocha y sitios arqueológicos como Molleturo (Oviedo & Pacheco, 1992). Sus páramos permiten la conservación de agua, que luego aprovecha toda la provincia de Azuay, y fijación de carbono (Medina & Mena, 1998).

Los bosques montano altos y páramos existentes en el Parque Nacional El Cajas y en los páramos del bosque protector Mazán, localizado al Oriente del parque, muestran gran variedad de ecosistemas que albergan un número importante de especies, sobre todo de aves (Poulsen & Krabbe, 1998). En ellos se han identificado tres especies de aves amenazadas: el Loro carirrojo (*Hapalopsittaca pyrrhops*) (en peligro de extinción), que solo existe en Ecuador y Perú; el Perico cachetidorado (*Leptosittaca branickii*) (vulnerable) y el Colibrí gorgivioleta (*Metallura baroni*) (vulnerable), especie que solo existe en Ecuador; también se encuentran otras aves como el Tinamu (*Nothoprocta curvirostris*) y el Cóndor andino (*Vultur gryphus*) (World Conservation Monitoring Centre, 1997). Se han encontrado al menos tres especies amenazadas de anfibios, entre ellos dos pequeñas ranas coloridas (*Colostethus anthracinus* y *Colostethus vertebralis*) cuya piel produce toxinas. En el parque se ha detectado también la presencia del oso de anteojos (*Tremarctos ornatus*) (especie calificada como vulnerable a la extinción), el tapir de montaña (*Tapirus pinchaque*) (en peligro de extinción) y la cervicabra (*Mazama rufina*).

Bosque Protector Molleturo-Mollepungo y Bosque Protector Cordillera de Molleturo

La Cordillera de Molleturo fue declarada bosque protector en 1968 (Registro Oficial No. 409, 1968); su extensión se amplió en 1993 y actualmente abarca 154762 hectáreas que se extienden a lo largo de las estribaciones de la cordillera Occidental en las provincias de Cañar, Azuay y Guayas. La ampliación obedeció sobre todo a la necesidad de proteger las cuencas hidrográficas originadas en estos bosques.

Los bosques de Molleturo-Mollepungo constituyen el mayor remanente de bosque natural de las estribaciones suroccidentales de los Andes en el Ecuador. Las variaciones de altitud (entre los 300 y los 4500 m) y clima (subtropical, temperado y subtemperado) que se presentan en estas estribaciones determinan una gran riqueza biológica.

Los bosques menos alterados corresponden a los del piso subtropical (Cecia, 1991). En ellos se pueden encontrar algunas zonas de flora inalterada y diversificada (Pujín, Nogal, Guarilla, Canelo, Quinua) y poblaciones de mamíferos grandes como el jaguar (*Pantera onca*) (en peligro de extinción), el puma (*Felis concolor*), el pecarí de labio blanco (*Tayassu pecari*) y el mono aullador (*Alouatta palliata*). Alrededor de la población de Manta Real, en la provincia del Cañar, se encuentran guantas (*Agouti paca*), guatusas (*Dasyprocta fuliginosa*), osos lavadores (*Procyon cancrivorus*) y nutrias (*Lontra longicaudis*). Más hacia el sur en el mismo piso subtropical, en los alrededores de la población de San Luis, en manchones de bosque inalterado se pueden encontrar pecaríes, pumas y tigrillos (*Felis pardalis*). En esta zona se han encontrado especies de aves caracterizadas como raras y con poblaciones muy escasas: el pájaro paraguas (*Cephalopterus penduliger*) y el perico de El Oro (*Pyrrhura orcesi*), especie endémica y amenazada. También se ha identificado una especie vulnerable de murciélago insectívoro (*Eptesicus innoxius*) en las cercanías de Casanga, Portovelo y Zaruma. Cerca del 10% de las aves presentes en estos bosques son endémicas del occidente del Ecuador y el noroccidente del Perú. La Fundación BirdLife International (Fundación Natura, 1993) considera a Molleturo como un sitio estratégico para la conservación de aves.

Los pisos templado y subtemperado presentan un grado de alteración mucho mayor. Gran parte del área del piso templado (originalmente ocupada por bosque de niebla) está cubierta por pastos y cultivos. Las pendientes fuertes de difícil acceso presentan remanentes de bosque maduro. Se pueden encontrar venados (*Odocoileus virginianus*) y ocasionalmente osos de anteojos y sacha-cuyes (*Agouti taczanowskii*). El piso subtemperado, en la parte alta de la cordillera y con clima templado a frío, está alterado por actividades agrícolas. Se pueden encontrar bosques de pantza o árbol de papel (*Polylepis*), conejos (*Sylvilagus brasiliensis*), lobos de páramo (*Dusicyon culpaeus*), venados y pumas. El sector del páramo de Molleturo, cercano a la provincia de El Oro, recibe la influencia climática de la costa y presenta dos estaciones marcadas. La constante actividad humana lo ha degradado de manera importante (Vega & Martínez, 1999).

Otras áreas de interés ecológico: Otras áreas no relacionadas cercanamente con depósitos pero que tienen importancia ecológica en el distrito, son los bosques protectores Jeco, Cuenca del río Casacay, y varios sectores de la cuenca del río Paute.

10.3.2 Distrito Imbaoeste

Límites: En esta evaluación se usaron datos previamente conocidos de los depósitos de Junín y El Corazón. El distrito minero es relativamente pequeño (aproximadamente 50 km de longitud por 20 km de ancho) y se encuentra en una zona muy importante por su endemismo y diversidad biológica, que forma parte del Chocó biogeográfico considerado mundialmente como prioritario para la conservación. Como se señala más abajo, en este pequeño distrito se pueden encontrar varios bosques protectores y aproximadamente un 2% de la superficie de la Reserva Ecológica Cotacachi-Cayapas. Ninguna de las áreas con algún estatus de protección está en relación directa con los depósitos cuya información se presenta en esta evaluación.

Ecosistemas importantes: El distrito Imbaoeste se extiende entre los 1800 y los 3400 msnm, e incluye sobre todo bosque montano. La representatividad de este bosque en el Sistema Nacional de Áreas Protegidas es del 22.65% y la prioridad de su conservación va de media a alta. Estos bosques montanos son muy importantes por su gran número de especies y su alto nivel de endemismo.

El distrito está atravesado por la Cordillera del Toisán, de relieve muy irregular y fuertes pendientes. En sus vertientes occidentales aún existe vegetación natural (epífitas, helechos arborescentes y árboles cuya altura oscila entre los 15 y los 20 m) y pocos asentamientos humanos. En el lado oriental la vegetación natural es casi inexistente, pues las tierras han sido incorporadas a la (Mena et al., 1997).

En las cercanías de los poblados de Cuellaje y San Joaquín y alrededor de la zona de San Venancio se han identificado 111 especies de aves, de las cuales 5 son endémicas y 2 están en peligro de extinción de acuerdo al Convenio Internacional sobre el Tráfico de Especies Silvestres (CITES). Entre las aves encontramos al Tucán Barbudo (*Semnornis ramphastinus*), el Tucán Andino (*Andigena laminirostris*) y el Pinzón Tangara (*Oreothraupis arremonops*), especies consideradas vulnerables; entre los anfibios la Ranita de Cristal (*Centrolene buckleyi*), amenazada críticamente, y la rana *Eleutherodactylus quinquagesimus*.

El estudio sobre mamíferos en la zona estableció que el 12.5% de las especies encontradas se encuentran en peligro de extinción por la destrucción del hábitat y/o porque son perseguidos por los campesinos pues causan daños a sus animales y cultivos. Algunas de estas especies son la pacarana (*Dinomys branickii*), el mono bracilargo (*Ateles fusciceps*) ambas especies endémicas de la zona, el jaguar (*Panthera onca*), el puma (*Puma concolor*) y el oso de anteojos (*Tremarctos ornatus*).

Tabla 10.4 Ecosistemas del Distrito Imbaoeste

Ecosistema	Altitudes	Objeto de conservación (%)	Representatividad efectiva en el SNAP (%)	Déficit o Superávit	Prioridad de conservación
Bosque siempreverde montano bajo	1300-1800	10	5.49	-4.51	Media-Alta
Bosque de neblina montano	1800-3000	10	5.31	-4.69	Media-Alta
Bosque siempreverde montano alto	3000-3400	10	2.36	-7.64	Alta

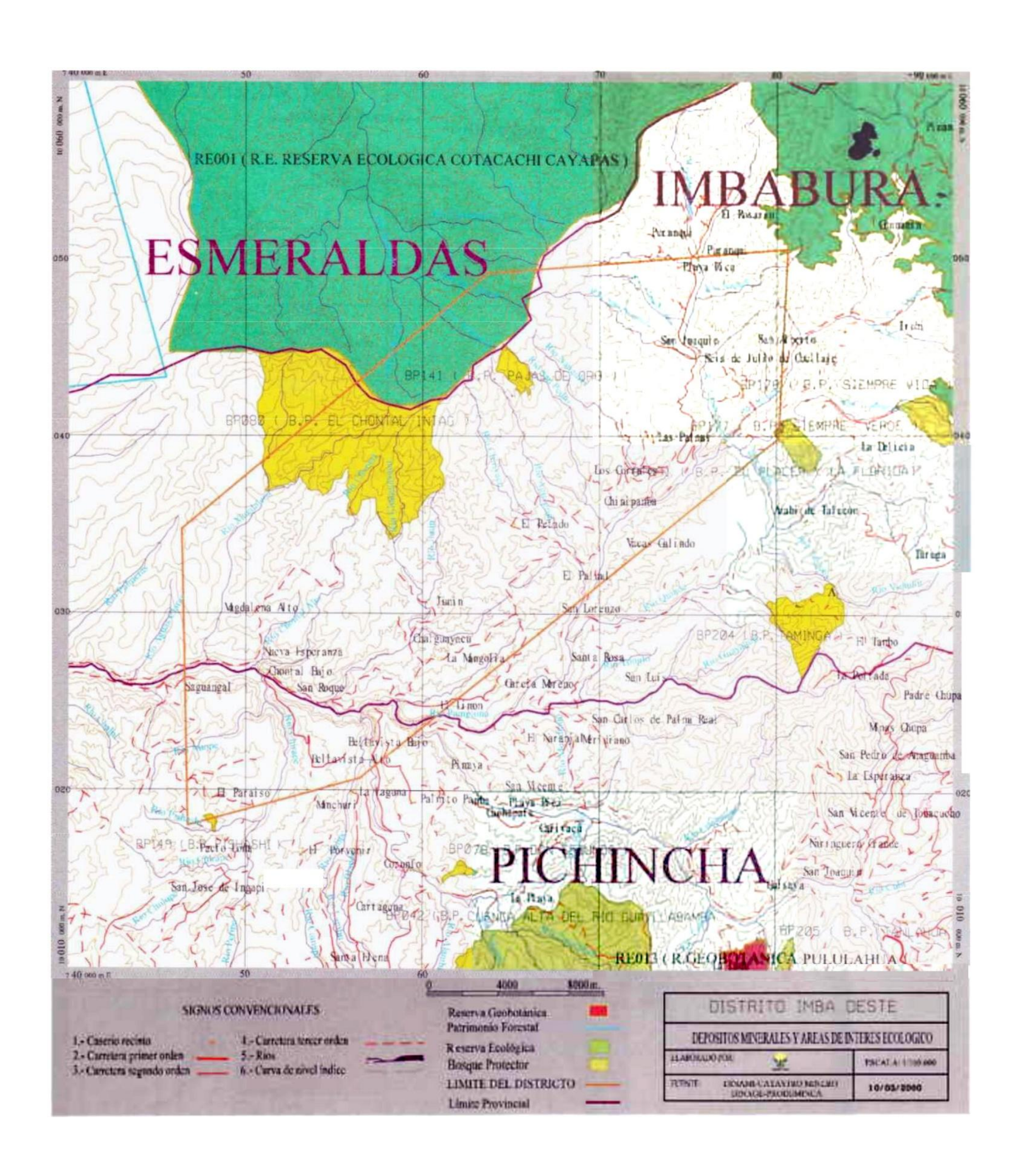


Figura 10.2 Distrito Imbaoeste

Áreas naturales protegidas dentro del distrito: Pese a su pequeño tamaño, en este distrito se encuentran varias áreas naturales protegidas (Tabla 10.5). Ninguna de ellas está incluida o en los límites de los yacimientos cuya información se recopiló para el componente 3.5; comparten los ecosistemas descritos anteriormente.

Tabla 10.5 Áreas Naturales Protegidas y Bosques Protectores del Distrito Imbaoeste

No. (a)	Área Natural	Provincia	Distintividad biológica*	Superficie** (ha)
	Reserva Ecológica Cotacachi Cayapas	Imbabura-Esmeraldas	Alta diversidad, alto endemismo	204420
97	BP El Chontal (Intag)	Imbabura	Diversidad media-alta, alto endemismo	6963
91	BP El Placer y La Florida	Imbabura	Baja diversidad, bajo endemismo	372.03
145	BP Pajas de Oro	Imbabura	Diversidad media-baja, endemismo medio-alto	291
108	BP Pishashi	Pichincha	No valorable	35
101	BP Siempre Verde	Imbabura	Baja diversidad, bajo endemismo	166
136	BP Siempre Vida	Imbabura	Baja diversidad, bajo endemismo	289

Para una explicación de las abreviaciones ver la Tabla 10.3

La Reserva Ecológica Cotacachi-Cayapas (RECC)

La Reserva Ecológica Cotacachi-Cayapas fue creada en 1968 y sus límites definitivos se fijaron en 1979. Abarca el territorio comprendido en la parte alta de la Cordillera Occidental, sus declives occidentales en la provincia de Imbabura y una zona de baja altura correspondiente a la provincia de Esmeraldas.

Su extensión total es de 204420 hectáreas. Comprende una extensa faja altitudinal que va desde los 300 m hasta los 4939 m. Como resultado de ello, exhibe una gran variedad de ecosistemas que van desde los bosques piemontanos hasta los páramos. Aparte de las bellezas escénicas de esta reserva (como lagunas, cascadas, montañas que ofrecen excelentes miradores) y de la diversidad en flora y fauna, en ella habitan importantes poblaciones indígenas, mestizas y afroecuatorianas. Es también de relevancia la presencia de zonas arqueológicas como la zona de La Tolita (Dinerstein et al., 1999). Sus bosques piemontanos y montanos albergan gran diversidad de aves (Dinerstein et al., 1999).

En cuanto a los bosques protectores, que en total abarcan una superficie de 14516 hectáreas, todos ellos albergan remanentes de bosque húmedo montano con las características comunes enunciadas antes.

Otras áreas de interés ecológico: En el área que incluye al distrito Imbaoeste existe el interés (expresado en un proyecto presentado por la Fundación Maquipucuna (1999) al *Global Environmental Facility* del Banco Mundial) de establecer un corredor ecológico que conecte la región del Chocó con los ecosistemas andinos del noroccidente del Ecuador. El proyecto propone identificar y establecer áreas intangibles de conservación entre las áreas protegidas ya existentes y poner en práctica métodos de manejo participativo para integrar los esfuerzos de conservación con los de producción sostenible. Ya se ha definido una zonificación del área propuesta, que incluirá un área piloto de cerca de 75000 ha en la provincia de Pichincha. Esta área incluye la reserva privada Maquipucuna, el bosque protector de la Cuenca Alta del río Guayllabamba y el bosque protector Mindo-Nambillo. El pequeño distrito Imbaoeste se encuentra prácticamente encerrado por los límites de esta área piloto.

10.3.3 Distrito Zamora

Límites: El distrito Zamora abarca gran parte de la provincia de Zamora Chinchipe y el extremo sur de la provincia de Morona-Santiago. En esta evaluación, los estudios se circunscriben a dos sectores: la zona de San Carlos, al extremo norte del distrito y las zonas de Nambija y Chinapintza, al sur del distrito minero, cerca de la frontera con el Perú. Sin embargo, la gran densidad de concesiones de exploración y explotación en el distrito obliga a hacer una descripción ambiental extensa del mismo.

Este distrito está atravesado por la cordillera del Cóndor, sector de montañas de mediana altura cubiertas por grandes extensiones de bosques y numerosos ríos, única por su riqueza de especies (International Conservation, 1997).

Ecosistemas importantes: Seis tipos distintos de ecosistemas caracterizan al distrito Zamora (Tabla 10.6). En general, el nivel de diversidad ecosistémica del distrito es de bajo a medio (PRODEMINCA, 2000).

Tabla 10.6 Ecosistemas del Distrito Zamora

Ecosistema	Altitudes	Objeto de conservación (%)	Representatividad efectiva en el SNAP (%)	Déficit o Superávit	Prioridad de conservación
Bosque siempreverde de tierras bajas de la amazonía	0-800	10	15.16	5.16	Media-Baja
Bosque siempreverde inundable de palmas	0-800	10	25	15	Baja
Bosque siempreverde piemontano de la amazonía	800-1300	10	3.29	-6.71	Media-Alta
Matorral húmedo montano bajo de la amazonía	>1300	10	0	-10	Media
Bosque siempreverde montano bajo del sur de la Sierra	1800-2800	10	12.21	2.21	Media
Bosque de neblina montano del sur de la Sierra	1800-2800	10	20.98	10.98	Media-Baja

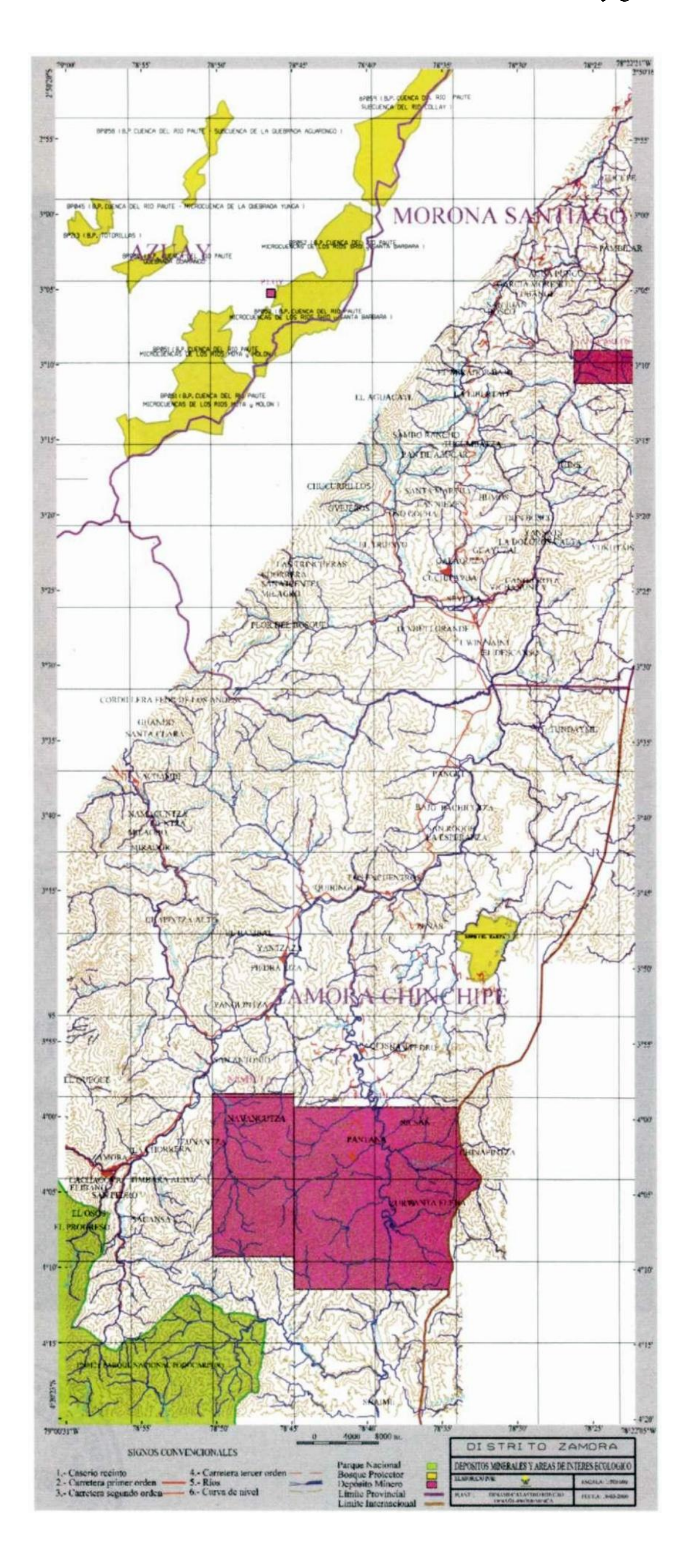


Figura 10.3 Distrito Zamora

Áreas naturales protegidas dentro del distrito: En el distrito Zamora se encuentra el parque nacional (Podocarpus) y el bosque protector El Zarza. La Tabla 10.7 detalla su superficie e importancia biológica.

Tabla 10.7 Áreas Naturales Protegidas, y Bosques Protectores del Distrito Zamora

No. (a)	Área Natural	Provincia	Distintividad biológica*	Superficie** (ha)
	Parque Nacional Podocarpus	Loja, Zamora Chinchipe	Alta diversidad, alto endemismo	146280
3	BP El Zarza	Zamora Chinchipe	Alta diversidad, alto endemismo	3220

Para una explicación de las abreviaciones ver Tabla 10.3

Parque Nacional Podocarpus (PNP)

Este parque, establecido en 1982, lleva el nombre de la única conífera nativa del país, el Podocarpus o Romerillo. Una parte pertenece a la región andina y otra a la amazonía; y comprende zonas ubicadas entre los 600 m y los 3600 m. Abarca una extensión total de 146280 hectáreas y está ubicado en la zona limítrofe de las provincias de Loja y Zamora Chinchipe. Un 35% del parque, correspondiente a su sector nororiental, se encuentra ubicado dentro del distrito y cercano a la zona minera de Nambija.

El Parque Nacional Podocarpus protege las únicas zonas extensas de bosque prístino que quedan al sur del Ecuador, junto con muchas especies animales y vegetales. El parque alberga alrededor de 550 especies de aves (Best, Heijnen & Williams, 1997) como el loro carirrojo (*Hapalopsittaca pyrrhops*), la pava barbada (*Penelope barbata*) y el perico pechiblanco (*Pyrrhura albipectus*) (Ministerio del Ambiente del Ecuador, 1998a), especies raras y en peligro de extinción y, probablemente entre 3000 y 4000 especies de plantas superiores (Mittermeier, Robles Gil & Mittermeier, 1997). Algunas especies animales importantes son el jaguar (*Pantera onca*), el tapir de montaña (*Tapirus pinchaque*) y el oso de anteojos (*Tremarctos ornatus*) (World Conservation Monitoring Centre, 1997). Las laderas del parque están cubiertas por bosque montano dominado por Romerillos que pueden alcanzar hasta los 25 y 30 m de altura. Presenta bellezas escénicas únicas; en él se han identificado más de cien lagunas, cascadas y riachuelos que nutren las cuencas de los ríos Catamayo, Zamora, Chinchipe y Nangaritza.

En el sector de San Luis, al interior del PNP, se tienen actividades ilegales de minería informal para extracción de oro.

Bosque Protector El Zarza

Este bosque protector presenta una vegetación primaria típica de los bosques montanos. Se lo considera como una reserva florística que preserva especies vegetales que antes existían en toda la región y que han desaparecido en la mayor parte de los valles de Zamora y Nangaritza (Ministerio del Ambiente del Ecuador, 1998b).

Cordillera del Cóndor

Esta cordillera se encuentra localizada en la frontera entre Ecuador y Perú. Constituye un elemento clave del ciclo hidrológico que une a los Andes con la Amazonía. Esta cordillera se encuentra en un área de significativa importancia para la conservación a nivel mundial. Sus tortuosas y complejas Formaciones geológicas y su proximidad al bosque húmedo amazónico crean en ella condiciones ecológicas evolutivas que sostienen y generan una gran riqueza biológica (Sierra, Campos & Chamberlin, 1999).

Al ser un macizo montañoso aislado de la Cordillera Real, la Cordillera del Cóndor puede considerarse como un laboratorio natural debido al alto grado de endemismo encontrado en ella. Las expediciones científicas realizadas en la Cordillera del Cóndor por Conservation International y el Centro de Datos para la Conservación, a pesar de haberse circunscrito a pequeñas áreas de la Cordillera (Machinaza y la cuenca media del río Coangos), obtuvieron resultados que podrían incluir nuevas especies, sorprendentes. La verdadera riqueza biológica de esta zona está aún por descubrirse.

En las estribaciones nororientales de la Cordillera se encuentra la Cueva de Los Tayos, de particular importancia para la investigación biológica, espeleológica y etnográfica. En lo biológico este sitio es importante por ser un refugio para varias especies de murciélagos (reguladores de las poblaciones de insectos y polinizadores) y otros organismos.

De acuerdo a los criterios de representatividad ecológica y diversidad de especies, existen algunas zonas de particular importancia para la conservación: el río Nangaritza y sus alrededores, el río Jambe cerca de la ciudad de Zamora, los alrededores de Yantzaza (río Yacuambí), los alrededores de Gualaquiza, el río Quimi, la cuenca del río Coangos y las márgenes del río Santiago (cerca de San Juan Bosco).

Algunos ejemplos de especies de animales que se encuentran amenazadas de desaparecer y que se pueden encontrar en los límites del distrito Zamora: Jacamara pechicobrizo (*Galbula pastazae*), que solo se encuentra en Ecuador y Colombia, Tirano pechicanelo (*Hemitriccus cinnamomeipectus*) y Tangara de golablanca (*Wetmorethraupis sterrhopteron*), que solo se encuentran en Ecuador y Perú, y el Perico pechiblanco (*Pyrrhura albipectus*) que es endémico del Ecuador. También se pueden encontrar mamíferos grandes como la nutria de río (*Lontra longicaudis*), el oso de anteojos (*Tremarctos ornatus*) y el mono nocturno (*Aotus lemurinus*).

Las áreas mineras de Nambija y Chinapintza se encuentran en el extremo sur de la Cordillera del Cóndor.

10.3.4 Distrito Macuchi-La Plata

Límites y alcance de la descripción ambiental: El distrito Macuchi-La Plata, para efectos de este trabajo, se extiende a lo largo de las provincias de Pichincha y Cotopaxi. El depósito de La Plata se encuentra al extremo norte del distrito, cercano a las poblaciones de Palo Quemado y Alluriquín. El depósito de Macuchi se encuentra al extremo sur del distrito, cercano a la población del mismo nombre en la vía Zumbagua-La Maná.

Ecosistemas importantes: Tres tipos de ecosistemas se encuentran dentro de los límites de este distrito (Tabla 10.8). En general, el distrito presenta un nivel de diversidad ecosistémica de baja a media, pero todo el distrito tiene un nivel de importancia para la conservación medianamente alto (PRODEMINCA, 2000). Es particularmente importante para la conservación el lado occidental de la Reserva Ecológica los Illinizas, cerca de las poblaciones de Guasaganda y Pucayacu, donde existen bosques montanos y montanos bajos de la Cordillera Occidental.

Tabla 10.8. Ecosistemas del Distrito Macuchi-La Plata

Ecosistema	Altitudes	Objeto de conservación (%)	Representatividad efectiva en el SNAP (%)	Déficit o Superávit	Prioridad de conservación
Bosque siempreverde piemontano	300-1300	10	5.80	-4.20	Media-Alta
Bosque siempreverde piemontano	1300-1800	10	5.49	-4.51	Media-Alta
Bosque de neblina piemontano	1800-3000	10	5.31	-4.69	Media-Alta

Áreas naturales protegidas en el distrito: Los dos depósitos estudiados se encuentran en los límites de la Reserva Ecológica Los Illinizas (REI). Además, el depósito de La Plata se encuentra en íntima relación con el Bosque Protector Toachi-Pilatón. La Tabla 10.9 detalla las áreas protegidas del distrito y su relación con los depósitos estudiados.

Tabla 10.9 Áreas Naturales Protegidas y Bosques Protectores del Distrito Macuchi-La Plata

No. (a)	Área Natural	Provincia	Distintividad biológica*	Superficie** (ha)	Relacionado con depósito***
	Reserva Ecológica Los Illinizas	Pichincha, Cotopaxi	Alta diversidad, endemismo medio-alto	149900	La Plata, Macuchi
18	BP Toachi-Pilatón	Pichincha, Cotopaxi	Alta diversidad, endemismo medio-alto	212000	La Plata
99	BP Cuenca del Río Lelia	Pichincha	Alta diversidad, endemismo medio-alto	3234	No
125	BP Tanti	Pichincha	Baja diversidad, endemismo medio-bajo	420	No
94	BP La Balsa	Pichincha	Alta diversidad, endemismo medio	556	No
95	BP Concepción de Saloya	Pichincha	Alta diversidad, endemismo medio	239	No
135	BP Estación Científica Río Guajalito	Pichincha	Alta diversidad, endemismo medio	425	No

Para una explicación de las abreviaciones ver la Tabla 10.3

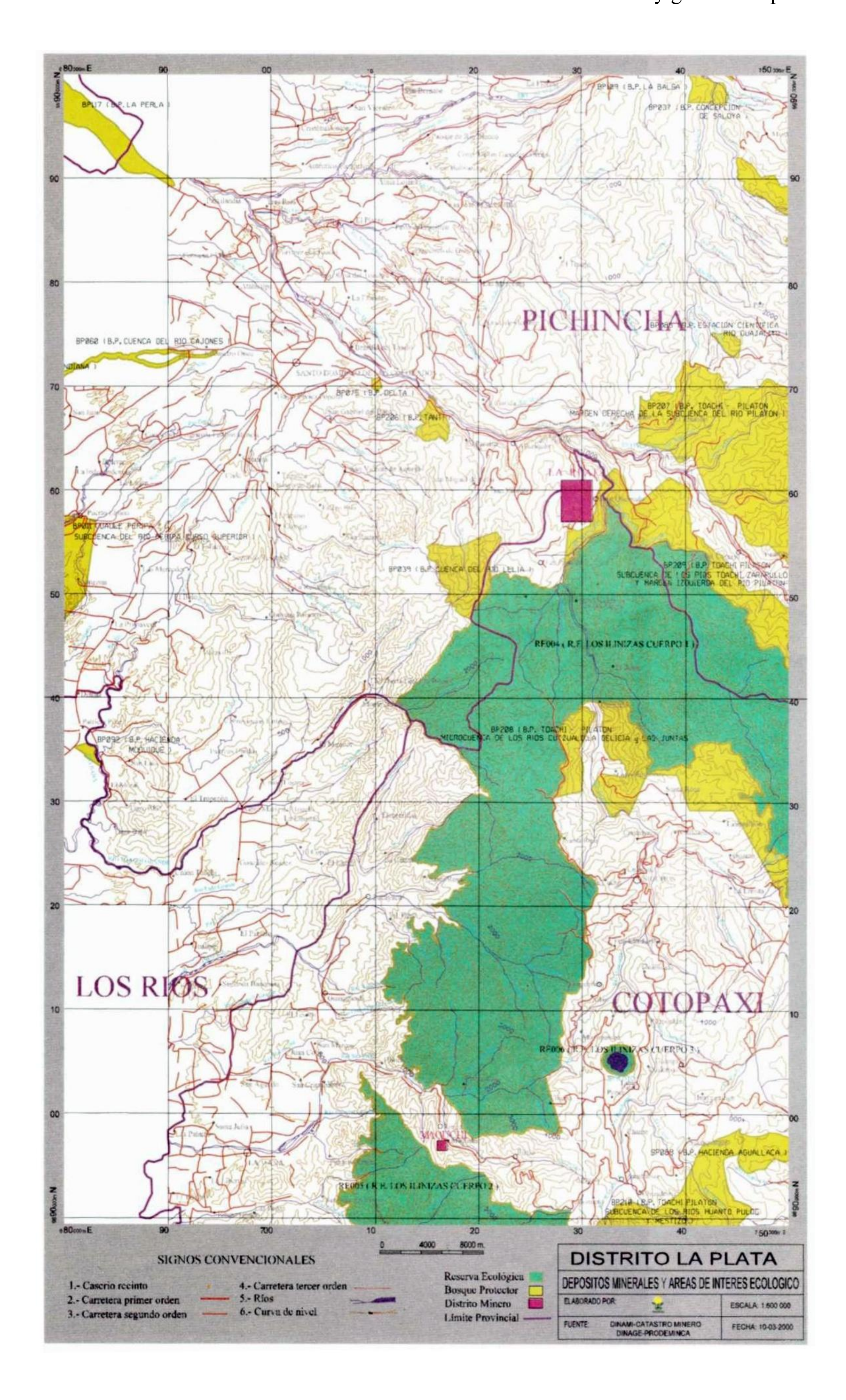


Figura 10.4 Distrito La Plata

Reserva Ecológica Los Illinizas (REI)

Esta reserva tiene una superficie de 149900 ha, de las cuales un 46% se encuentra dentro de los límites del distrito minero. La reserva se extiende desde los 900 m hasta los 4800 m, abarcando desde bosques piemontanos hasta páramos.

La reserva guarda una diversidad biológica muy alta (PRODEMINCA, 2000) y las elevaciones del Corazón y los Illinizas crean una barrera que condensa la humedad que viene de la costa, por tanto, la producción de agua en esta zona es de gran importancia para las comunidades y sus pobladores. En el área de los Illinizas y el Corazón nacen los principales afluentes del Río Esmeraldas, Toachi y Pilatón.

Las bellezas escénicas de esta reserva son únicas. En ella pueden encontrarse especies de flora típicas de la sierra como el arrayán, el quishuar, el pumamaqui y el romerillo. Algunas ruinas arqueológicas, sobre todo cercanas a la población de Sigchos, aún son visibles (Ministerio del Ambiente del Ecuador, 1998c). Entre algunas de las especies de animales que están amenazados de desaparecer están el gavilán dorsigrís (*Leucopternis occidentalis*), el colibrí zamarrito canoso (*Haplophaedia lugens*), la ranita *Hyla picturata*, especie escasa que se ha observado cerca de Alluriquín, el sapo *Atelopus coynei*, que está amenazado críticamente, la cervicabra (*Mazama rufina*) y el oso de anteojos (*Tremarctos ornatus*).

Bosque Protector Toachi-Pilatón y otras zonas de interés ecológico

Esta extensa zona protege las cabeceras de los ríos Toachi y Pilatón. La mayor parte de su superficie es de relieve escarpado y las cuencas y subcuencas incluidas en el bosque tienen potencial para la generación de energía hidroeléctrica.

El bosque protector La Balsa, a pesar de su pequeña extensión (556 ha), tiene importancia puesto que colinda con una extensa zona boscosa perteneciente a la rica región noroccidental de Pichincha, cercana a Mindo.

Los límites nororientales del bosque protector Río Lelia colindan con la Reserva Integral Otonga (1000 ha), propiedad privada que no goza de la categoría de bosque y vegetación protectores, y donde la Pontificia Universidad Católica del Ecuador y científicos realizan actualmente importantes estudios biológicos.

10.3.5 Distrito Alao-Paute

Límites: El Distrito Alao-Paute abarca las provincias de Chimborazo, Morona Santiago y Azuay. Los límites amplios de este distrito minero incluyen una superficie importante del Parque Nacional Sangay en una extensa región selvática de la provincia de Morona Santiago (desde los 1000 hasta los 1800 m) y ambientes de páramo y ceja de montaña (1800 m a 5200 m) de las provincias de Chimborazo y Azuay. Los tres depósitos minerales estudiados en el distrito (Las Pilas, Cerro Soroche y Guarumales) se encuentran incluidos dentro de esta área protegida y en su zona de amortiguamiento (Ministerio del Ambiente del Ecuador, 1998d).

Ecosistemas importantes y Parque Nacional Sangay

Dentro del distrito se encuentran 15 tipos de ecosistemas (Stern & Toasa, 1999) (Tabla 10.10), todos ellos incluidos en el Parque Nacional Sangay y en su zona de amortiguamiento. Este parque fue declarado en 1979 con una superficie de 271925 hectáreas. Su riqueza de ecosistemas y especies, así como su importancia para el bienestar del hombre, llevaron a la UNESCO a declararlo Patrimonio Natural de la Humanidad en 1983. La superficie del Parque fue ampliada a 517725 ha en mayo de 1992.

Tabla 10.10 Ecosistemas del Distrito Alao-Paute

Ecosistema	Altitudes	Objeto de conservación (%)	Representatividad efectiva en el SNAP (%)	Déficit o Superávit	Prioridad de conservación
Gelidofitia	>4200	10	30.37	20.37	Media-Baja
Páramo seco (super-páramo)	4200-4700	10	10.74	0.74	Media-Baja
Páramo de almohadillas	4000-4500	10	41.86	31.86	Baja
Páramo herbáceo (páramo de gramíneas)	3400-4100	10	14.49	4.49	Media-Baja
Bosque siempreverde montano alto	2800-3100	10	20.29	10.29	Media-Baja
Bosque de neblina montano	2000-2900	10	20.98	10.98	Media-Baja
Matorral húmedo montano	2000-3000	10	0.16	-9.84	Media-Alta
Herbazal lacustre montano (vegetación lacustre montana)	>2100	10	1.08	-8.92	Media-Alta
Matorral seco montano	1400-2500	10	0	-10	Media-Alta
Bosque siempreverde montano bajo (Selva Alta)	1300-2000	10	7.7	-2.30	Media

Del Parque Nacional Sangay se describen con mayor detalle los sectores de Las Pilas y Ozogoche, relacionados con los depósitos cuyos datos, recopilados anteriormente a esta evaluación, fueron analizados en ella. Topográficamente la región está dominada por la cadena de volcanes Tungurahua, Altar y Sangay, con afloramientos de rocas metamórficas con pendientes mayores al 70%. La presencia de medianas y pequeñas lagunas suaviza la topografía escarpada e irregular de la Cordillera.



Figura 10.5 Distrito Alao-Paute

Los páramos volcánicos ubicados entre el volcán Tungurahua al norte y Ozogoche al sur, se caracterizan por presentar una topografía esencialmente ondulada con cerros de pendientes suaves y planicies pantanosas que generalmente no se secan. La presencia de lagunas de tamaño variable y riachuelos que las alimentan es otra característica del lugar.

Los yacimientos de Las Pilas y Ozogoche se encuentran en la zona alta entre los 3500 m y los 5400 m. Las temperaturas fluctúan entre los 5 y los 25 grados centígrados. Las diferencias entre las temperaturas diurnas y nocturnas producen períodos de actividad muy distintos dentro de la vida vegetal y animal.

De acuerdo al Sistema de Información Geográfica - Sangay desarrollado por Fundación Natura, la información específica más relevante sobre los usos actual y potencial del suelo en estos lugares es la siguiente:

Tabla 10.11 Uso actual y potencial de áreas del PNS

Sitio de muestreo	Uso actual	Uso potencial
Las Pilas	Páramo: 42% Bosque enano: 27% Bosque nublado: 8% Matorral arbustivo: 2% Pastizales: 9% Cultivos: 35% Otros: 9%	Protección integral y conservación: 95% Sistemas silvopastoriles: 4% Agua: 1%
Ozogoche	Páramo: 50% Bosque enano: 18% Bosque nublado: 9% Vegetación lacustre: 4% Agua: 3% Pastizales: 8% Cultivos: 2% Otros: 6%	Protección integral y conservación: 58% Sistemas silvopastoriles: 28% Agua: 14%
Guarumales	Bosque nublado: 68% Selva alta: 8% Páramo: 3% Pastizales: 4% Cultivos: 3% Otros: 14%	Protección integral y conservación: 98% Agua: 2%

Fuente: Fundación Natura, SIG-Sangay; Elaboración: FUNDACIÓN NATURA

De la lectura del cuadro se desprende que en los sitios de muestreo el bosque natural está bien conservado; la alteración ha ocurrido principalmente para dedicar el suelo a actividades agrícolas y ganaderas, pero es mínima: en las Pilas es del 12%, en Ozogoche del 10% y en Guarumales del 7%.

El uso potencial o recomendado para esas zonas es la protección integral y conservación, excepto en el caso de Ozogoche donde se acepta un importante uso silvopastoril de aproximadamente el 14% del área considerada.

La zona del páramo, a más de tener depósitos de agua vitales para la sierra ecuatoriana, presenta asociaciones vegetales constituidas por pequeñas manchas de bosque andino y grandes extensiones de gramíneas o paja de páramo, donde se refugia la fauna silvestre. Sus límites de distribución no son bien marcados, lo que ocasiona la existencia de zonas de transición a lo largo de la región. Estas franjas de transición biológica permiten el flujo o migraciones altitudinales de los animales.

Entre los animales de amplia distribución en esta región y comunes de observar, se encuentran al conejo de monte (*Sylvilagus brasiliensis*), el chucuri (*Mustela frenata*), el lobo de páramo (*Dusicyon culpaeus*); presentes, pero de difícil observación son el venado (*Odocoileus virginianus*) y el oso de anteojos (*Tremarctos ornatus*), entre otros.

Finalmente, el parque genera recursos hídricos que se usan en riego y generación hidroeléctrica. Las aguas de los ríos Cebadas, Chambo, Guarguallá, Alao y Tingo sirven para irrigar varias parroquias de la provincia de Chimborazo; los ríos Culebrillas, Guayllabamba y Silante irrigan algunas zonas de la provincia del Azuay. Los ríos Alao, Ozogochi y Atillo son tributarios del río Chambo, afluente del Pastaza que alimenta la central hidroeléctrica de Agoyán. Los ríos Mazar, Pulpito, Llavircay y Juval, que nacen en la parte sur del parque, son tributarios del río Paute, cuyas aguas son represadas para la central hidroeléctrica del mismo nombre.

Al extremo sur del parque se encuentra el depósito mineral de Guarumales, relacionado con la presa Daniel Palacios del proyecto hidroeléctrico Paute.

10.4 Aspectos socioeconómicos de los Distritos Mineros

Metodología

En todos los distritos se procedió de manera similar: se identificaron los cantones y parroquias donde se asentaban los depósitos descritos en esta evaluación, y para cada uno de ellos se estudian algunos indicadores económicos y de desarrollo social. Donde fue posible gracias a la existencia de fuentes, se describen las condiciones sociales, económicas y productivas locales.

Con respecto a las proyecciones de población, se utilizaron los datos del censo de 1990. No se utilizaron las proyecciones para el año 2000 realizadas por el INEC, puesto que estas no existen al nivel de detalle requerido, (parroquial) sino solo hasta el nivel cantonal y ello introduciría equívocos en la interpretación de los datos.

Los indicadores utilizados son los que constan en el INFOPLAN. Para hacer el análisis se seleccionaron algunos que describen los niveles generales de pobreza, la disponibilidad de servicios básicos, los niveles de educación de la población adulta y la oferta de personal de salud en cada parroquia.

Estos indicadores se definen a continuación:

Incidencia de la pobreza: es la proporción de la población que se encuentra debajo de la línea de pobreza. La línea de pobreza corresponde al costo de una canasta de bienes y servicios que permita satisfacer las necesidades básicas de educación, salud, nutrición y vivienda. Su valor a junio de 2000 es de aproximadamente 55 dólares por mes y por persona.

Índice de necesidades básicas insatisfechas (NBI): es una medida agregada, que señala las necesidades combinadas de educación, salud, vivienda y pobreza. Entre más alto el índice, peores las condiciones de vida.

Personal equivalente de salud: personal de salud (médicos, otros profesionales y auxiliares) por cada 10000 habitantes.

Años de escolaridad: promedio de años de instrucción formal recibidos por la población de 24 y más años de edad.

10.4.1 Distrito Azuay

Provincias, cantones y parroquias incluidas: La población está distribuida en las provincias de Azuay, El Oro y Loja. En Azuay la población de las parroquias relacionadas con yacimientos representa el 6%, y en El Oro, el 8%. En esta última provincia, el 34% de la población de los cantones correspondientes habita en las parroquias donde existen los sectores mineros de La Tigrera-La Playa y Zaruma-Portovelo. En Loja, la población de la parroquia de El Rosario representa el 8% del cantón Chaguarpamba y un porcentaje ínfimo de la población de la provincia.

Tabla 10.12 Cantones y parroquias incluidas en el Distrito Azuay – población a 1990

Provincia	Cantón	Población Total	Parroquia	Población Total	Depósito relacionado
Azuay 506090	Cuenca	331028	Molleturo	5193	Miguir, El Chorro, Molleturo
			Chaucha	1780	Chaucha
	Girón	13191	San Gerardo	1169	San Fernando
	Santa Isabel	17160	Santa Isabel	9182	Gañarín
	Pucará	16626	Pucará	9253	Tenguelillo, San Gerardo, La Playa
			Camilo Ponce Enríquez	6125	Gaby-Bella Rica
	Sigsig	25103	Cutchil	1791	Mina Peggy
	Total Cantones	**403108**	**Total Parroquias**	**34493**	
El Oro 412725	El Guabo	28058	El Guabo	15638	La Tigrera, La Playa
	Pasaje	51406	Progreso	3794	La Tigrera, La Playa
	Portovelo	10257	Portovelo	7334	Zaruma-Portovelo
			Salati	1589	Zaruma-Portovelo
			Curtincapa	538	Zaruma-Portovelo
	Zaruma	23852	Malvas	1173	Zaruma-Portovelo
			Zaruma	8259	Zaruma-Portovelo
			Salvias	841	Zaruma-Portovelo
	Total Cantones	**113573**	**Total Parroquias**	**39166**	
Loja 384545	Chaguarpamba	9850	El Rosario	789	Zaruma-Portovelo
	Total Cantones	**9850**	**Total Parroquias**	**789**	

Fuente: INEC. Censo de Población y Vivienda (1990)

Análisis de indicadores sociales y económicos: Las parroquias con mayor incidencia de pobreza están en las provincias de Azuay y Loja; aquellas con menor incidencia de pobreza (Zaruma, Malvas y Portovelo) están en la provincia de El Oro. En general, los niveles educativos de la población siguen la misma distribución. Esto es, la población tiene más años de educación en las parroquias con menor pobreza (en promedio 7.26 años en las tres parroquias con menor pobreza contra 3.29 años en las tres parroquias más pobres). Las parroquias más ricas cuentan además con más personal de salud por cada 10000 habitantes y están relativamente bien provistas en cuanto a servicios básicos. La Tabla 10.13 resume los indicadores de provisión de servicios en las parroquias en cuestión:

Tabla 10.13 Indicadores sobre disponibilidad de servicios básicos, Distrito Azuay. Censo de 1990

Parroquia	Viviendas con servicio de alcantarillado (%)	Viviendas con servicio de electricidad (%)	Personal equivalente de salud	Viviendas con agua potable al interior (%)
Chaucha	0.77	4.39	8.98	2.33
San Gerardo	13.78	56.45	0.00	20.56
El Rosario	2.30	0.58	3.80	1.16
Molleturo	1.32	10.59	1.73	4.27
Pucará	3.71	16.06	2.37	7.98
Santa Isabel	27.52	57.48	12.08	35.34
Salati	6.41	29.68	0.00	6.45
Cutchil	8.70	68.84	0.00	17.92
Progreso	0.65	56.04	6.58	3.98
Salvias	0.63	31.58	7.13	5.26
Camilo Ponce Enríquez	17.64	66.38	7.83	29.18
Curtincapa	17.12	80.56	29.70	19.44
El Guabo	26.63	89.20	9.08	39.58
Portovelo	66.35	96.13	20.72	53.12
Malvas	30.08	90.65	2.55	30.84
Zaruma	80.86	97.89	46.97	82.33

Otros aspectos sociales, económicos y productivos: La gran extensión del distrito hace que en él se incluyan poblaciones de la Sierra y Costa, con gran variedad de situaciones sociales.

Las zonas de páramo del distrito (páramos de Molleturo y Cajas) tienen situaciones sociales distintas. El páramo del Parque Nacional El Cajas, al ser un área protegida, tan solo es usado por turistas y por lo tanto es sujeto de baja presión humana. Por otro lado, el páramo de Molleturo, cercano a la provincia costera de El Oro, soporta importante actividad humana. Durante la mitad del año, los pobladores de zonas aledañas se trasladan a vivir en él, dando un uso intensivo al suelo mediante la agricultura y el pastoreo, sobre todo de ovejas. Estas actividades son realizadas sobre todo por mujeres, en tanto que los hombres tienen ocupaciones remuneradas en la ciudad de Cuenca. Los pobladores son sobre todo mestizos.

Las organizaciones identificadas en el Distrito Azuay son la Ecuador Runacunapac Riccharimui (ECUARUNARI) y la Unión de Campesinos de Sayausí (UNASAY-E).

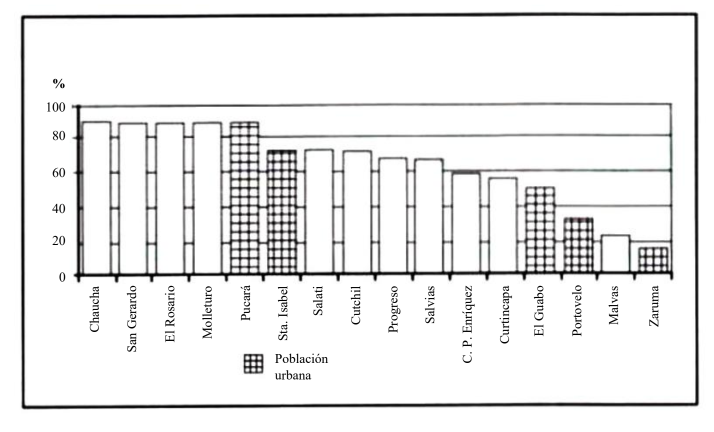


Figura 10.6 Incidencia de la pobreza por parroquias, Distrito Azuay

10.4.2 Distrito Zamora

Provincias, cantones y parroquias incluidas: Las áreas mineras estudiadas se encuentran localizadas en las provincias fronterizas de Morona Santiago y Zamora Chinchipe, en general poco pobladas. Un 28% de la población de Zamora Chinchipe se encuentra en las parroquias que albergan los campos minerales de Nambija y Chinapintza, en tanto que apenas un 3% de la población de Morona Santiago se encuentra relacionada con el depósito de San Carlos. Si se examina la situación desde el punto de vista cantonal, la población en las cercanías de estos campos minerales representa porcentajes no despreciables de los cantones correspondientes (el 18% de los cantones incluidos en Morona Santiago y el 83% de los cantones incluidos en Zamora Chinchipe) (Tabla 10.14).

Las tres parroquias con menor incidencia de pobreza (San Carlos de las Minas, Guaysimi y Zamora) están al sur del distrito, relacionadas con los sectores mineros de Nambija y Chinapintza. Al relacionar la incidencia de la pobreza con los otros indicadores, nos encontramos con una situación completamente diferente a la del distrito Azuay: las parroquias con menor pobreza no disponen de más servicios básicos y personal de salud que las otras, y su población no es más educada que la del resto de parroquias del distrito. En general, la parroquia con mayor disponibilidad de servicios es Zamora, donde se encuentra la ciudad del mismo nombre (Tabla 10.15).

Tabla 10.14 Cantones y parroquias incluidas en el Distrito Zamora. Población a 1990

Provincia	Cantón	Población Total	Parroquia	Población Total	Depósito relacionado
Morona Santiago 84216	San Juan Bosco	3249	Santiago de Panantza	531	San Carlos
			San Carlos de Limón	178	San Carlos
	Limón Indanza	8813	San Miguel de Conchay	1438	San Carlos
	Total Cantones	**12062**	**Total Parroquias**	**2147**	
Zamora Chinchipe 66167	Zamora	21743	Zamora	8736	Nambija
			Cumbaratza	3972	Nambija
			Timbara	665	Nambija
			San Carlos de las Minas	4565	
	Centinela del Cóndor	6331	Zumbi	4868	Nambija, Chinapintza
	Nangaritza	4316	Guayzimi	3225	Nambija, Chinapintza
			Zurmi	1091	Nambija, Chinapintza
	Total Cantones	**32390**	**Total Parroquias**	**27122**	

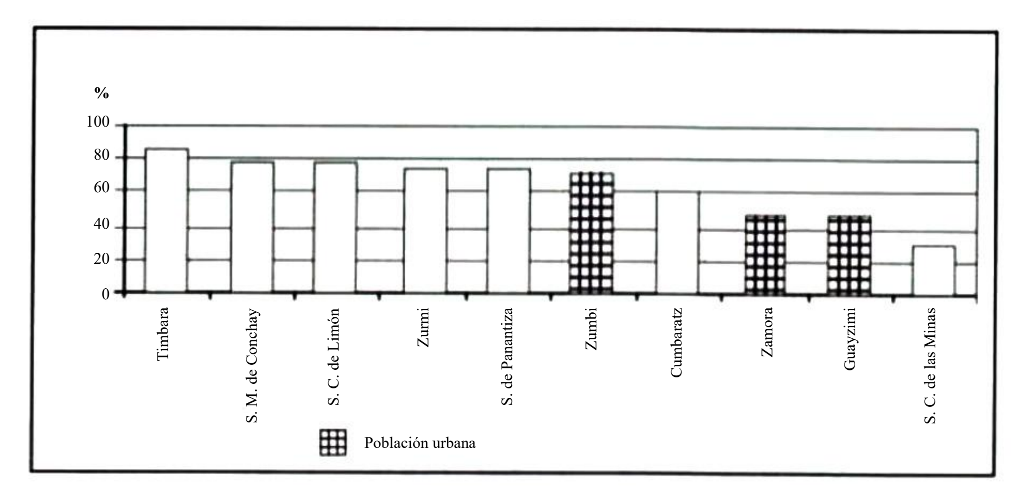


Figura 10.7 Incidencia de la pobreza por parroquias, Distrito Zamora

La vialidad existente en la zona es deficiente. Las carreteras existentes están en muy mal estado debido a la falta de mantenimiento, y en algunos casos son insuficientes.

El uso de la tierra en Morona Santiago demuestra que sus bosques en general están en buen estado de conservación; de acuerdo a la Encuesta de Superficie y Producción Agropecuaria realizada por el INEC en 1995, el 15% de la superficie total de la provincia está dedicado a uso agropecuario.

En los cantones Limón y San Juan Bosco de Morona Santiago las actividades productivas son la ganadería de carne y leche, la agricultura, principalmente la producción de naranjilla, y la maderera en aquellos sitios donde aún existe bosque natural. De la información recopilada en el Diagnóstico Socioeconómico realizado por FUNDACIÓN NATURA en el Parque el Cóndor y su zona de influencia, se estima que en el cantón San Juan Bosco existen 14 mil cabezas de ganado y 2 queseras, que representan los rubros económicos más importantes.

Tabla 10.15 Indicadores de disponibilidad de servicios básicos, Distrito Zamora. Censo de 1990

Parroquia	Viviendas con servicio de alcantarillado (%)	Viviendas con servicio de electricidad (%)	Personal equivalente de salud	Viviendas con agua potable al interior (%)	Años de escolaridad
Timbara	11.90	19.84	0.00	6.60	0.03
San Miguel de Conchay	0.36	6.88	0.00	2.70	0.04
San Carlos de Limón	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04
Zurmi	1.40	0.48	29.41	59.80	0.04
Santiago de Panantza	0.00	32.08	12.08	32.03	0.04
Zumbi	19.39	54.72	0.00	10.32	0.05
Cumbaratza	19.35	70.18	2.62	0.34	0.05
Zamora	72.37	91.79	8.21	21.20	0.08
Guayzimi	12.04	38.22	6.20	11.78	0.06
San Carlos de las Minas	1.41	32.72	0.00	3.35	0.07

La Tabla 10.16 confirma que las actividades productivas más importantes son la agricultura, silvicultura, caza y pesca representando el 68.35% y el 61.15% de la PEA La incidencia minera es relativamente baja, pues como se dijo, esta actividad no se ha desarrollado de manera importante en esos cantones, representando menos de 2% de la PEA en estos cantones.

Tabla 10.16 Población económicamente activa de los cantones Limón Indanza y San Juan Bosco

Cantones	Limón Indanza		San Juan Bosco	
Rama de actividad	PEA	%	PEA	%
Agricultura, silvicultura, caza y pesca	2929	68.35	1102	61.15
Explotación de minas y canteras	39	0.91	23	1.28
Industria manufacturera	249	5.81	104	5.77
Electricidad, gas y agua	6	0.14	5	0.28
Construcción	101	2.36	59	3.27
Comercio	206	4.81	112	6.22
Transporte y almacenamiento	42	0.98	20	1.11
Establecimientos financieros y seguros	18	0.42	12	0.67
Servicios	608	14.19	307	17.04
Actividades no especificadas	87	2.03	58	3.22
TOTAL	**4285**	**100**	**1802**	**100**

Fuente: INEC, Resultados definitivos, Provincia de Morona Santiago (1990).
Elaboración: Estudio Socioeconómico del Parque El Cóndor y su zona de influencia, Fundación Natura, Marzo-2000

La Provincia de Morona Santiago es una de las más desatendidas y sus servicios son deficientes, la infraestructura productiva es mínima y el nivel de desarrollo es bajo. Esta situación provoca un alto nivel de emigración de la población de la zona, principalmente hombres mestizos, hacia otros países.

La actividad minera en la Provincia de Morona Santiago no se ha desarrollado de manera importante. Existe una actividad minera artesanal en algunos Centros Shuar, la cual se caracteriza por ser estacionaria, de una escala mínima y no provoca impacto ambiental. A nivel de la minería formal existen concesiones de oro en explotación y varias en exploración que han generado un nivel de conflictividad importante entre las empresas, las poblaciones y las organizaciones locales, principalmente con la Federación Interprovincial de Centros Shuar (FICSH). Se debe destacar la importancia que tiene la población shuar y achuar en estas zonas, por las extensas zonas en que habitan, su representatividad respecto al total de la población, y la incidencia en las decisiones locales.

En esta zona existen importantes atractivos turísticos que han empezado a desarrollarse muy lentamente; los más relevantes son: la Cueva de los Tayos, las aguas termales de Santa Rosa Mamangui, la chorrera de Santa Rosa, el Cerro Pan de Azúcar y las Cuevas de Wakanbeis.

La población de Zamora se asienta en localidades dispersas. La ciudad de Zamora ha experimentado un crecimiento notable en los últimos años (su población prácticamente se ha duplicado para llegar a unos 15000 habitantes en 1998), sobre todo debido a la importancia actual de la actividad minera en la economía local. Si en 1974 un 0.1% de la población económicamente activa participaba en la minería, este porcentaje se elevó a un 13% en 1990.

En el interior del parque nacional Podocarpus se encuentra un foco de explotación minera informal, artesanal e ilegal en el sector de San Luis, donde trabajan alrededor de 250 mineros que residen en Zamora, quienes están organizados en una precooperativa y son miembros de la Cámara Provincial de Minería, a pesar de que su actividad es ilegal.

La Tabla 10.17 muestra que en la Provincia de Zamora el uso del suelo para actividades agrícolas y pecuarias es de aproximadamente del 10% de la superficie total. El resto de área está cubierto de bosque natural en buen estado de conservación.

Tabla 10.17 Uso actual del suelo en la provincia de Zamora

Uso de suelo	Hectáreas	Porcentaje
Cultivos	36574	1.59
Agro-silvopastoril	183874	8.0
Vegetación natural y áreas sin uso agrícola	2077252	90.41
TOTAL	**2297700**	**100**

Fuente: PREDESUR Diagnóstico Regional/Diagnóstico Sectorial. Plan de Desarrollo Regional del Sur 1998-2003

Al oriente y al norte de la ciudad de Zamora y extendiéndose hasta pasar la frontera, se encuentran asentamientos de la etnia Shuar, que ha habitado históricamente estos territorios en Ecuador y Perú. La población estimada a 1998 era de 2013 habitantes distribuidos en 350 familias, que representaban el 5.8% de la población de la provincia de Zamora ocupando un territorio aproximado de 33945 hectáreas, lo que equivale a un 1.7% de la superficie de la provincia. Las actividades productivas más importantes son la cacería y la pesca, junto con la ganadería, la explotación forestal y la agricultura de subsistencia y en menor medida para el mercado. Los principales productos que se cultivan en la zona son: yuca, plátano, naranjilla, maíz, caña de azúcar y cacao.

En esta provincia los cantones Centinela del Cóndor y Zamora han iniciado procesos de ordenamiento territorial a nivel rural; han empezado con el establecimiento de una zonificación basada en el criterio de uso potencial del suelo para identificar áreas para el desarrollo del turismo, agricultura, minería, artesanía, manejo forestal, agroforestería, piscicultura, etc.

En la zona se han identificado problemas de contaminación importantes, especialmente por el uso del mercurio y cianuro para la amalgamación en el proceso de extracción y separación del oro que los mineros informales realizan sin tener las más mínimas precauciones.

La zona cuenta con características paisajísticas únicas que, junto a los bosques con alto endemismo y diversidad biológica que allí existen y las Formaciones de rocas calizas únicas en el país, constituyen un recurso inigualable para el desarrollo del ecoturismo. El sitio más relevante es la cuenca del Río Nangaritza.

Las organizaciones más relevantes en la zona son las indígenas Shuar. La más importante por su cobertura en Morona Santiago y Zamora es la Federación Interprovincial de Centros Shuar (FICSH). Dentro de su estructura orgánica la FICSH está compuesta por Asociaciones, que a su vez están conformadas por Centros Shuar (comunidades). Las Asociaciones Shuar identificadas en los depósitos estudiados son la Asociación Limón y la Asociación Nangaritza. Esto no quiere decir que sean las únicas existentes dentro del Distrito Zamora[21].

10.4.3 Distrito Macuchi-La Plata

Provincias, cantones y parroquias incluidas: El distrito Macuchi-La Plata incluye poblaciones de las provincias densamente pobladas de Pichincha y Cotopaxi. La población relacionada con los yacimientos representa apenas un 1% de los habitantes de Pichincha y el 2% de los de Cotopaxi.

Tabla 10.18 Cantones y parroquias incluidos en el Distrito Macuchi-La Plata

Provincia	Cantón	Población Total	Parroquia	Población Total	Depósito relacionado
Pichincha 1756228	Santo Domingo	190825	Alluriquín	11769	La Plata
	Mejía	46687	Tandapi (Manuel Cornejo Astorga)	2776	La Plata
	Total Cantones	**237512**	**Total Parroquias**	**14545**	
Cotopaxi 276324	Pujilí	44343	Tingo	3259	Macuchi
			Pilaló	1466	Macuchi
	Total Cantones	**44343**	**Total Parroquias**	**4725**	

Fuente: INEC, Censo de Población y Vivienda (1990)

Análisis de indicadores sociales y económicos: Todas las parroquias cercanas a los yacimientos de Macuchi y La Plata son rurales. En general, en ellas la incidencia de la pobreza tiene niveles altos, entre 50% en la parroquia de Tingo a 80% en la parroquia de Pilaló. En general, en estas parroquias la disponibilidad de servicios básicos es mínima, con excepción del servicio eléctrico cuya cobertura está entre el 38% y el 50% de las viviendas. Entre las parroquias, se encuentra una importante diferencia en la disponibilidad de personal de salud; es más alta en Alluriquín (parroquia donde se encuentra la población del mismo nombre en la vía Quito-Santo Domingo de los Colorados).

[21] La información consignada sobre organizaciones campesinas e indígenas tiene como fuente a: COPLADEIN, Unidad Técnica de Proyectos, Unidad de Planificación. En "Inventario de Actores Sociales e Institucionales", Quito 1998

Otros aspectos sociales, económicos y productivos: Las parroquias de Tandapi y Alluriquín se encuentran en las estribaciones occidentales de la Cordillera Occidental de los Andes, servidas por la carretera Quito-Santo Domingo. En esta zona las actividades productivas más importantes son la agricultura, principalmente la producción de cítricos; la ganadería lechera, la producción de aguardiente de la caña de azúcar y el cultivo de truchas y piscicultura, en la zona de Tandapi.

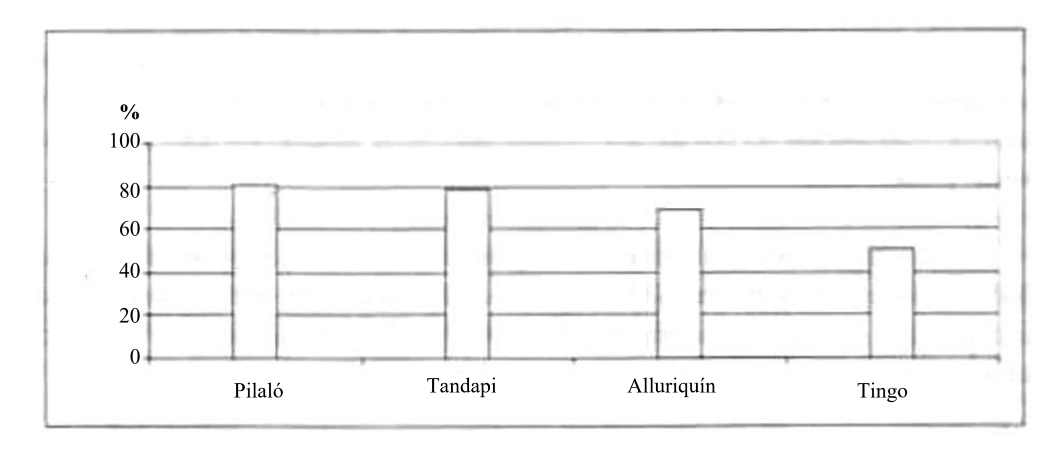


Figura 10.8 Incidencia de la pobreza por parroquias, Distrito Macuchi-La Plata

En la provincia de Cotopaxi, cantón Pujilí, se encuentran buenas tierras agrícolas. Las actividades productivas más importantes son la ganadería para leche y carne, la agricultura de maíz, cebada y papas, y se ha desarrollado aceleradamente el cultivo de flores para la exportación.

Las organizaciones identificadas en el estudio son: Ecuador Runacunapac Riccharimui (ECUARUNARI), Pichincha Riccharimui y la Unión de Campesinos de Mejía (UNODCAME), en los ámbitos nacional, regional y local, respectivamente.

Tabla 10.19 Indicadores sobre disponibilidad de servicios básicos, Distrito Macuchi-La Plata. Censo de 1990

Parroquia	**Viviendas con servicio de alcantarillado (%)**	**Viviendas con servicio de electricidad (%)**	**Personal equivalente de salud**	**Viviendas con agua potable al interior (%)**
Pilaló	26.11	44.35	2.8	10.74
Tandapi (Manuel Cornejo Astorga)	16.90	43.03	3.6	17.64
Alluriquín	13.40	38.32	11.04	15.74
Tingo	18.64	38.30	6.82	15.48

10.4.4 Distrito Alao-Paute

La población ubicada en el distrito se distribuye en las provincias de Chimborazo, Morona Santiago y Azuay. La población de las parroquias estudiadas en Morona es un 15% de toda la población de la provincia y un 39% de toda la población de los cantones correspondientes (Huamboya, Morona y Santiago).

Tabla 10.20 Cantones y parroquias incluidas en el Distrito Alao-Paute, población a 1990

Provincia	Cantón	Población Total	Parroquia	Población Total	Depósito relacionado
Chimborazo 362430	Chambo	9463	Chimbo	9463	Las Pilas
	Riobamba	163779	Quimiag	4953	Las Pilas
	Alausí	39309	Achupallas	8241	Cerro Soroche
	Total Cantones	**212551**	**Total Parroquias**	**22657**	
Morona Santiago 84216	Huamboya	4370	Pablo VI	736	Las Pilas
	Morona	20562	Zula	119	Cerro Soroche
			Macas	9720	Cerro Soroche
	Santiago	8319	Santiago de Méndez	2474	Guarumales
	Total Cantones	**33251**	**Total Parroquias**	**13049**	
Azuay 506090	Sevilla de Oro	6553	Amaluza	1709	Guarumales
	Total Cantones	**6553**	**Total Parroquias**	**1709**	

Fuente: INEC, Censo de Población y Vivienda (1990)

Análisis de indicadores sociales y económicos: Las parroquias pertenecientes a Morona presentan menor incidencia de pobreza en comparación con las parroquias de las provincias de Chimborazo y Azuay. En cuanto a oferta de servicios, estas parroquias con menor pobreza únicamente presentan una ventaja consistente en el personal de salud. El nivel educativo de la población es consistentemente bajo, menor que 1 año en todas las parroquias.

Tabla 10.21 Indicadores sobre disponibilidad de servicios básicos, Distrito Alao-Paute

Parroquia	Viviendas con servicio de alcantarillado (%)	Viviendas con servicio de electricidad (%)	Personal equivalente de salud	Viviendas con agua potable al interior (%)
Achupallas	3.81	51.99	1.21	3.56
Quimiag	7.32	77.66	2.01	33.69
Amaluza	25.00	40.57	21.06	24.00
Chambo	27.85	73.61	7.30	22.26
Zuña	85.71	89.29	0.00	14.29
Macas	51.84	87.28	40.32	52.16
Santiago de Méndez	58.24	70.83	38.39	56.43
Pablo VI	35.06	41.86	0.00	38.65

Fuente: Infoplan (1999)

Otros aspectos sociales, económicos y productivos: Tanto en los territorios al sur del Parque Nacional Sangay como en su zona de amortiguamiento ha ocurrido desde hace tiempo una intensa actividad humana. Los valles interandinos, las tierras bajas de la Amazonía e inclusive los páramos, el pie de monte y la ceja de montaña son utilizados para actividades productivas. La población del área muestra una alta diversidad étnica y cultural: quichuas puruhaes en el noroccidente y centro del parque, quichuas cañaris en el sur y suroccidente, shuaras en el sector sur y suroriental, colonos al oriente y nororiente. En los sectores altos (donde se encuentran los yacimientos de Las Pilas y Alao) se encuentran además haciendas y propiedades medianas pertenecientes a mestizos.

Esta diversidad étnica produce también múltiples prácticas sobre la utilización de los recursos. Las haciendas serranas combinan actividades agrícolas y pecuarias sobre las mejores tierras disponibles y cuentan con inversiones de capital y mano de obra para lograr réditos económicos. Por otro lado, los campesinos practican economías de subsistencia que presionan fuertemente sobre los recursos.

Cercana al depósito del Cerro Soroche se encuentra la comuna de Ozogoche. Está compuesta por unas 100 familias propietarias de las tierras de la antigua hacienda Pusuna. La comunidad ha conservado sus derechos al uso tradicional de los páramos y ha establecido la prohibición de vender tierras a extraños. Las actividades productivas son muy limitadas debido a que las parcelas se encuentran sobre los 3200 m. Se cultivan tubérculos y cebolla y se crían ovejas, ganado vacuno y chanchos que deterioran la capa vegetal del suelo pero que a la vez constituyen la principal fuente de ingresos de los comuneros. Además, los pobladores migran temporalmente a las ciudades para complementar sus ingresos. La atención de salud es deficiente y el crecimiento poblacional es elevado.

Más al oriente y relacionado con el depósito del Cerro Soroche se encuentra la parroquia Zuña de la provincia de Morona Santiago. En ella la población está concentrada en la localidad de San Vicente de Playas. Las tierras de la parroquia se ubican entre los 2400 y los 3000 m. Se tiene una agricultura de subsistencia, rudimentaria y difícil, afectada por las grandes pendientes. No se utilizan yuntas de bueyes ni productos químicos; los cultivos son afectados con frecuencia por osos y guantas. Algunas de las tierras desmontadas se han dedicado a pastos, pero el suelo no es apto para la actividad ganadera. El nivel de organización es limitado. La atención de salud es prácticamente nula.

Como atractivos turísticos relevantes localizados en las áreas de los depósitos estudiados están: el volcán El Altar, las cuevas de Machay, el sistema lacustre alrededor de El Altar y el sistema lacustre de Ozogoche. Además, están los atractivos culturales presentes en toda la zona y la vida silvestre que se conserva en esas áreas.

Las organizaciones más importantes que actúan en relación con los depósitos mineros estudiados son: en Morona Santiago, la FICSH con la Asociación Guadalupe, la Organización Shuar del Ecuador (OSHE) y la Organización Tucayta; y en Azuay la ECUARUNARI y la Unión de Organizaciones Campesinas de Sayausí (UNASAY-E).

10.4.5 Distrito Imbaoeste

Debido a su pequeño tamaño, se analizó todo el distrito. Este distrito forma parte de dos provincias de la Sierra: Imbabura y Pichincha. Las parroquias pertenecientes a la provincia de Pichincha forman parte del cantón Quito (cuya cabecera es la capital de la república) y representan apenas el 1% de la población del cantón. Las parroquias de Cuellaje y García Moreno, pertenecientes a la provincia de Imbabura, representan el 19% del cantón Cotacachi de dicha provincia.

En este distrito se encuentra la más alta incidencia de pobreza, que varía entre 90% en la parroquia más pobre (García Moreno) y 80% en la menos pobre (Pacto). Además, el nivel de cobertura de servicios es en general bajo.

Tabla 10.22 Cantones y parroquias incluidas en el Distrito Imbaoeste, población a 1990

Provincia	Cantón	Población Total	Parroquia	Población Total
Imbabura 265499	Cotacachi	33250	6 de Julio de Cuellaje	1804
			García Moreno	4440
	Total Cantones	**33250**	**Total Parroquias**	**6244**
Pichincha 1756228	Quito	1371461	San José de Minas	7594
			Nanegal	2948
			Gualea	2085
			Pacto	4403
	Total Cantones	**1371461**	**Total Parroquias**	**17030**

Fuente: INEC, Censo de Población y Vivienda (1990)

Otros aspectos sociales, económicos y productivos: La tasa de crecimiento en el período intercensal 1982-1990 en el Cantón Cotacachi fue del 0.52%, la cual es inferior a la provincial y a la de la Sierra que son de 0.89% y 1.85% respectivamente (INEC, 1990) situación que posiblemente se explique porque esa zona de Imbabura ha sido desatendida por los gobiernos locales y el gobierno nacional que se manifiesta en la falta de empleo para la población y en una mayor incidencia de la pobreza. Otros problemas existentes en estos 2 cantones son: falta de vialidad y comunicación, insuficientes servicios de salud y educación, falta de legalización de la tenencia de la tierra, contaminación ambiental derivada del cultivo de la cabuya y de las minas de cal existentes en la zona, explotación depredadora de la madera, altos índices de pobreza y migración.

En estos 2 cantones predomina la pequeña propiedad, aunque existen algunas medianas haciendas. Las actividades productivas más importantes son la ganadería a pequeña escala, la extracción maderera y la producción artesanal de cabuya. Además, encontramos en la zona cultivos como el café, tomate de árbol y cultivos de ciclo corto.

En la zona existe un potencial turístico que se ha empezado a explotar, principalmente en Nangulví y en el área circundante a Santa Rosa.

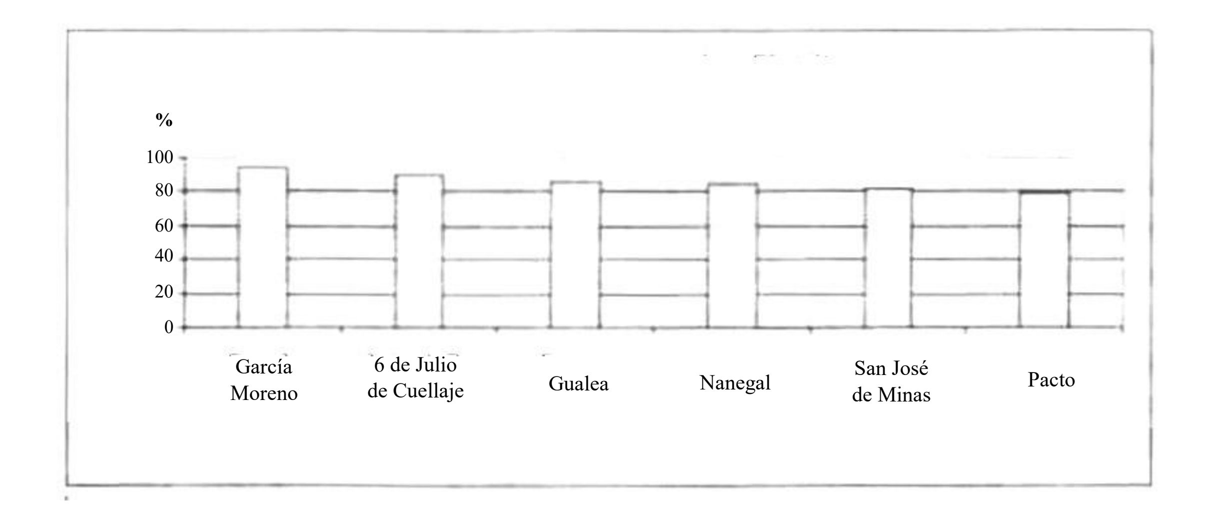


Figura 10.9 Incidencia de la pobreza por parroquias, Distrito Imbaoeste

Esta zona tiene un importante potencial minero, sin embargo, existe un serio conflicto entre la población local, el Ministerio de Energía y Minas y la empresa japonesa que realizaba estudios de prospección en la zona hasta 1997. La población local desalojó a la minera japonesa Bishimetal y se opone a que actividades mineras se realicen en la zona por el temor a los impactos ambientales y sociales que pueda producir.

Las instituciones más representativas de la zona son las Juntas Parroquiales y un Comité de Juntas Parroquiales instituido por iniciativa de los pobladores, organizaciones de mujeres como "Mujeres para la Conservación", la Asociación Agro Artesanal de Caficultores, y Defensa Ecológica de Intag.

PRODEMINCA realizó un estudio sobre el impacto de la publicación de información geoquímica que puede ser consultado respecto a este distrito.

Tabla 10.23 Indicadores sobre disponibilidad de servicios básicos, Distrito Imbaoeste

Parroquia	**Viviendas con servicio de alcantarillado (%)**	**Viviendas con servicio de electricidad (%)**	**Personal equivalente de salud**	**Viviendas con agua potable al interior (%)**
García Moreno	1.39	3.32	2.25	1.79
6 de Julio de Cuellaje	8.48	5.87	11.08	11.44
Gualea	1.87	31.46	10.55	7.04
Nanegal	16.61	61.24	0	14.93
San José de Minas	20.94	45.04	2.5	16.15
Pacto	8.85	47.07	9.08	12.50

Fuente: Infoplan (1999)

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a las empresas mineras y su personal técnico por su imprescindible colaboración en la realización del Subcomponente 3.5 de PRODEMINCA. Extendemos nuestros sinceros reconocimientos por su asistencia a las siguientes compañías internacionales y nacionales.

ANDOS (Terry Mockler)

Balaclava S. A. (Jock Slater, Scott Campbell)

Benar Minerals (Óscar Dávila)

Billiton (Enrique Reichhard, Ian Gendall)

BIRA S. A. (Óscar Loor, Richard Banda)

CAMBIOR (André Gauthier, Pierre Odowd)

COMCUMAY S. A. (Jorge Guzmán)

COMINECSA (Alexander Hirtz)

COMINZASA (Aurelio Salazar)

Compañía Minera Gribipe (Guillermo Ambrosini)

Cooperativa Minera Bella Rica (Julio Ruilova)

Cooperativa 6 de Octubre de La Tigrera (Jaime Rhon, Guillermo Rosero)

Cooperativa Minera de Unión y Progreso de Qda. Fría, San Gerardo (Jarvi Guisamano)

Ecuadorian Minerals Corporation (EMIDEL S. A.) (John Sutcliffe)

ECUANOR (Warren Pratt)

Gemin Ltda. (Fernando Gallardo)

GOLD FIELDS (Dudley Corbett)

Grant Mining Ltd. (Les Smith, Johnson Bolaños)

IAMGOLD Corporation (Richard Spencer)

Minera Australiana S. A. (Robert Washer)

Newmont Overseas Exploration Ltd. (James Meyer)

Odin Mining International Inc. (Mike Potter)

Placer Dome

PROMINEX S. A. (Guillermo López)

C. Puig & Asociados (CEMINSA) (Carlos Puig)

Río Amarillo Ltd. (Edwin Rodríguez)

Río Tinto Mining and Exploration (Edgar Salazar)

Sociedad de Mineros de Tres Chorreras

TVX, Condor Mines (Franklin Jiménez)

También INECEL por todas las facilidades brindadas de su campamento y la información facilitada por su equipo geológico.

El trabajo fue realizado con el aporte y asistencia de corto plazo de varios consultores nacionales e internacionales y otros especialistas del personal del BGS. Entre ellos se incluye Richard Jemielita (consultor internacional) y los consultores ecuatorianos Bernardo Beate, José Gilces y Bayardo Rosero por su conocimiento local. Los consultores Dr. Jemielita e Ing. Beate hicieron importantes contribuciones para el desarrollo de los modelos de depósitos minerales. Entre el personal del BGS destacamos a Martin Williams (geoquímico con base en Quito que realizó ensayos de métodos hidrogeoquímicos y de lixiviación parciales de suelos), Mike Styles (estudios mineralógicos y de la caracterización del oro), Antony Denniss (análisis hiperespectral de los datos PIMA), Eugene O'Connor (procesado de datos de imágenes de satélite), Sra. Gaynor Collins (diseño e instalación de la base de datos) y Russell Lawley (instalación del SIG). También agradecemos la colaboración de todos los otros compañeros de la Misión Geológica Británica (John Aspden, Bill McCourt y Martin Boland) que en diferentes aspectos han apoyado a este subcomponente con sus conocimientos de la geología del Ecuador.

Este estudio fue realizado con la colaboración de CODIGEM (hoy DINAGE) y la asistencia de los Ings. Luis Mosquera, Juan Figueroa, Carlos Ortiz, Nancy Inca (mineralogía), Aracely Lima (SIG y base de datos) y Yaira Vera a quienes reconocemos sinceramente. También la especial colaboración de Fabiola Alcocer, Alina Gaibor y Pablo Duque que nos ayudaron con la traducción.

Agradecemos la ayuda de otros geólogos que han colaborado con el proyecto por el mero interés científico y, en especial en los estudios isotópicos y de inclusiones fluidos: Massimo Chiaradia, Theofilos Tulkeridis, Fernando Tornos y Tom Shepherd.

El análisis químico fue realizado por Activation Laboratories Ltd. (ACTLABS), Chemex Labs e Intertek Services (Bondar Clegg); el análisis isotópico fue llevado a cabo por la Universidad de Leeds (Dept. of Earth Sciences); la publicación de este informe y los otros de la serie fueron hechos por la agencia AJEDREZ.

Fuera del ámbito técnico nuestro trabajo no hubiese sido posible sin el eficiente apoyo de los muestreadores geoquímicos y choferes del proyecto y de CODIGEM. También queremos mencionar a todos los trabajadores y guías contratados durante nuestras comisiones de campo, que facilitaron nuestros recorridos por zonas desconocidas para nosotros.

Ajedrez Estudio Gráfico diagramó los documentos, que han sido revisados varias veces por sus autores principales: Peter Pittfield y Emilio González (BGS), y por Luis Mosquera (DINAGE), Raúl Núñez y Antonio Bermeo (UCP-PRODEMINCA).

REFERENCIAS

Allis, R. G. (1990). Geophysical anomalies over epithermal systems. *Journal of Geochemical Exploration*, 36, 339–374.

Aspden, J. A., Bonilla, W., & Duque, R. (1995). *The El Oro Metamorphic Complex, Ecuador: Geology and economic mineral deposits*. British Geological Survey, *Overseas Geology and Mineral Resources*, 67, 63 pp.

Aspden, J. A., & McCourt, W. J. (1986). Mesozoic oceanic terrane in the Central Andes of Colombia. *Geology*, 14, 686–692.

Aspden, J. A., McCourt, W. J., & Brook, M. (1987). Geometrical control of subduction-related magmatism: The Mesozoic and Cenozoic plutonic history of western Colombia. *Journal of the Geological Society*, 144(6), 893–905. https://doi.org/10.1144/gsjgs.144.6.0893

Aucott, J. W. (1978). Regional geochemical exploration in western central Ecuador (Project San Miguel). *Institute of Geological Sciences, Overseas Division*, IGS/ODA Project Report No. 19, 59 pp.

Bajc, A. F. (1998). A comparative analysis of enzyme leach and mobile metal ion selective extractions: Case studies from glaciated terrain, northern Ontario. En G. E. M. Hall et al. (Eds.), *Selected Extractions*. *Journal of Geochemical Exploration*, 61, 113–148.

Baldock, J. W. (1982). *Geología del Ecuador*. Boletín de la Explicación del Mapa Geológico de la República del Ecuador, escala 1:1,000,000. Ministerio de Recursos Naturales y Energéticos, Dirección General de Geología y Minas, Quito, 70 pp.

Baranov, N., & Levin, E. (1993). Geotectonic nature of localization of the Besshi and Kuroko type deposits in the mobile belts of the continents and island arcs. *Resource Geology Special Issue*, 17, 331–343.

Barr, D. A., Fox, P. E., Northcote, K. E., & Preto, V. A. (1976). The alkaline suite porphyry deposits: A summary. En A. Sutherland Brown (Ed.), *Porphyry deposits of the Canadian Cordillera* (pp. 359–367). Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 15.

Barriga, F. J. A. S., & Fyfe, W. S. (1988). Giant pyritic base-metal deposits: The example of Feitais (Aljustrel, Portugal). *Chemical Geology*, 69(3–4), 331–343. https://doi.org/10.1016/0009-2541(88)90044-7

Barton, P. B., Jr. (1993). Problems and opportunities for mineral deposit models. En R. V. Kirkham, W. D. Sinclair, R. I. Thorpe, & J. M. Duke (Eds.), *Mineral deposit modeling* (pp. 7–13). Geological Association of Canada, Special Paper 40.

Berger, B. R., & Henley, R. W. (1989). Advances in the understanding of epithermal gold-silver deposits, with special reference to the western United States. En R. R. Keays, W. R. H. Ramsay, & D. I. Groves (Eds.), *The geology of gold deposits: The perspective in 1988* (pp. 405–423). Economic Geology Monograph 6.

Best, B. J., Heijnen, T., & Williams, R. S. R. (1997). *A Guide to Bird-watching in Ecuador and the Galápagos Islands*. Biosphere Publications.

BRGM-CODIGEM (1992). Cooperación franco-ecuatoriana en el campo minero. Informe técnico, 289 pp.

Case, J. E., & Cox, D. P. (1980). Crustal setting of mafic and ultramafic belts and associated ore deposits of the circum-Caribbean region (Resumen). En J. L. Lee-Moreno (Ed.), *Metalogénesis en Latinoamérica* (pp. 341–342). Publicación de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas, No. 5.

Cecia, I. (1991). Diagnóstico de las condiciones ambientales y socioeconómicas de las cordilleras de Molleturo y Mullopungo y bases para su protección y manejo. Documento sin publicar.

Chiaradia, M., & Fontboté, L. (1999). Preliminary new lead isotope data on ores and rocks of Ecuador: Assessing metal sources in a complex subduction-related environment. En C. J. Stanley et al. (Eds.), *Mineral deposits: Processes to processing* (pp. 1315–1318). Proceedings of the 5th Biennial SGA Meeting, Londres, Balkema, Rotterdam.

Collins-Punter, G. (1999). Report on the development of the Ecuador Mineral Occurrence Database. British Geological Survey, Technical Report No. WF/99/9R.

Cox, D. P. (1986a). Descriptive model of Besshi massive sulphide (Model 24b). En D. P. Cox & D. A. Singer (Eds.), *Mineral deposit models* (pp. 136–138). U.S. Geological Survey Bulletin 1693.

Cox, D. P. (1986b). Descriptive model of porphyry Cu-Au (Model 20c); porphyry Cu-Mo (Model 21a). En D. P. Cox & D. A. Singer (Eds.), *Mineral deposit models* (pp. 110–119). U.S. Geological Survey Bulletin 1693.

Cox, D. P. (1993). The development and use of mineral deposit models in the United States Geological Survey. En R. V. Kirkham, W. D. Sinclair, R. I. Thorpe & J. M. Duke (Eds.), *Mineral deposit modeling* (pp. 15–19). Geological Association of Canada, Special Paper 40.

Cox, D. P., & Singer, D. A. (Eds.). (1986). Mineral deposit models. *U.S. Geological Survey Bulletin*, 1693, 379 pp. https://doi.org/10.3133/b1693

Cox, D. P., Singer, D. A., & Rodríguez, E. A. (Eds.). (1987). Modelos de yacimientos minerales. *U.S. Geological Survey Open-File Report*, 87-486, 514 pp. https://pubs.usgs.gov/of/1987/0486/report.pdf

Cunningham, C. G., McNamee, J., Vásquez, J. P., & Ericksen, G. E. (1991). A model for volcanic dome-hosted precious metal deposits in Bolivia. *Economic Geology*, 86(2), 415–421. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.86.2.415

Dinerstein, E., Powell, G., Olson, D., Wikramanayake, E., Abell, R., Loucks, C., Underwood, E., Allnut, T., Wettenge, W., Ricketts, T., Strand, H. & Mobley, M. (1999). A Workbook for Conducting Biological Assessments and Developing Biodiversity Visions for Ecoregion-Based Conservation. World Wildlife Fund, Conservation Science Program, draft.

Dirección Nacional de Geología y Minas. (1973). Mapa geológico del Ecuador, Saraguro, Hoja 55 (1:100.000). Quito.

Dirección Nacional de Geología y Minas & Institute of Geological Sciences. (1982). Mapa Geológico Nacional de la República del Ecuador (1:100.000). Quito.

Dong, G., Morrison, G., & Jaireth, S. (1995). Quartz textures in epithermal veins, Queensland: Classification, origin, and implications. *Economic Geology*, 90(7), 1841–1856.

Dunkley, P., & Gaibor, A. (1997). Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 2°00' and 3°00'S. Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental (PRODEMINCA), Programa de Información Cartográfica y Geología (PICG), Report No. 2.

Egüez, A. (1986). Évolution cénozoïque de la Cordillère Occidentale septentrionale d'Équateur: Les minéralisations associées (Tesis doctoral inédita). Université Pierre et Marie Curie, París.

Egüez, A., & Aspden, J. A. (1993). The Mesozoic-Cenozoic evolution of the Ecuadorian Andes. *Proceedings of the Second ISAG Meeting, Oxford*, 179–181.

Einaudi, M. T., Meinert, L. D., & Newberry, R. J. (1981). Skarn deposits. *Economic Geology*, 75th Anniversary Volume, 317–391.

Eldridge, C. S., Barton, P. B. Jr., & Ohmoto, H. (1983). Mineral textures and their bearing on formation of the Kuroko orebodies. *Economic Geology Monograph*, 5, 241–281.

Ericksen, G. E. (1980). Metallogenesis in the Andes. En *Metallogenesis en Latinoamérica. Simposio (1980), México*. Publicación IUGS No. 5, 289–311.

Ericksen, G. E., & Cunningham, C. G. (1993). Epithermal precious-metal deposits hosted by Neogene and Quaternary volcanic complexes in the central Andes. En R. V. Kirkham, W. D. Sinclair, R. I. Thorpe & J. M. Duke (Eds.), *Mineral Deposit Modelling* (Special Paper 40, pp. 419–431). Geological Association of Canada.

Ericksen, G. E., Pinochet, C., & Reinemund, M. T. (1990). *Geology of the Andes and its relationship to hydrocarbon and mineral resources* (Circum-Pacific Council Earth Science Series, Vol. 11, 452 p.). AAPG, Tulsa, Oklahoma.

Feininger, T. (1978). *Geologic map of the western part of the El Oro Province (1:50,000)*. Escuela Nacional, Quito, Ecuador.

Feininger, T., & Bristow, C. R. (1980). Cretaceous and Paleogene geologic history of Coastal Ecuador. *Geologische Rundschau*, 69, 40–44.

Foster, R. P. (Ed.). (1992). *Mineral deposit modeling in relation to crustal reservoirs of the ore-forming elements*. Institution of Mining and Metallurgy, 1992 Conference, Nottingham, UK, Abstracts volume (unpaged).

Fundación Maquipucuna (1999). Ecological relevance of northwest Ecuador. Documento interno sin publicar.

Fundación Natura (1993). Estudio de zonificación, evaluación y priorización de áreas naturales en la región occidental del Ecuador.

Fundación Natura (2000). Ecoregiones de los Andes del Norte (Ecuador), Informe Bioecológico. 3a. Versión (documento Interno por publicar).

Gansser, A. (1973). Facts and theories on the Andes. *Journal of the Geological Society of London*, 129(2), 93–131. https://doi.org/10.1144/gsjgs.129.2.0093

Gemuts, I., López, G., & Jiménez, F. (1992). Gold deposits of Southern Ecuador. *Newsletter of the Society of Economic Geologists*, 67, 469–480.

Goossens, P. (1969). Mineral Index Map of the Republic of Ecuador 1:1,000,000. Servicio Nacional de Geología y Minería, Quito.

Goossens, R. (1970). Los yacimientos e indicios de minerales metálicos y no metálicos de la República del Ecuador. Departamento de Publicaciones de la Universidad de Guayaquil, 123 p.

Goossens, P. (1972a). Los yacimientos e indicios de los minerales metálicos y no metálicos de la República del Ecuador. Universidad de Guayaquil, 100 p.

Goossens, P. (1972b). Metallogeny in Ecuadorian Andes. *Economic Geology*, 67(4), 458–468. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.67.4.458

Guillou-Frottier, L., Burov, E. B., & Milési, J. P. (1999). On the genetic links between epithermal deposits and ash-flow calderas. In C. R. Stanley et al. (Eds.), *Mineral deposits: Processes to processing* (pp. 507–510). Balkema, Rotterdam.

Gustafson, L. B., & Hunt, J. P. (1975). The Porphyry Copper Deposit at El Salvador, Chile. *Economic Geology*, 70(5), 857–912. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.70.5.857

Hayba, D. O., Bethke, P. M., Heald, P., & Foley, N. K. (1985). Geological, mineralogical and geochemical characteristics of volcanic-hosted epithermal precious-metal deposits. In B. R. Berger & P. M. Bethke (Eds.), *Geology and geochemistry of epithermal systems*. *Reviews in Economic Geology*, 2, 129–168.

Heald, R., Foley, N. K., & Hayba, D. O. (1987). Comparative Anatomy of Volcanic-Hosted Epithermal Deposits: Acid-Sulfate and Adularia-Sericite. *Economic Geology*, 82(1), 1–26. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.82.1.1

Hedenquist, J. W., & Arribas, A. Jr. (1999). The tops and bottoms of high-sulphidation epithermal ore deposits. In C. R. Stanley et al. (Eds.), *Mineral deposits: Processes to Processing* (pp. 515–518). Balkema, Rotterdam.

Hedenquist, J. W., Izawa, E., Arribas, A. Jr., & White, N. C. (1996). Epithermal gold deposits: styles, characteristics and exploration. *Resource Geology Special Publication Number 1*. Society of Resource Geology, Tokyo.

Hedenquist, J.W., & Lowenstern, J.B. (1994). The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature*, 370, 519–527. https://doi.org/10.1038/370519a0

Henley, R.W. (1990). Epithermal gold deposits in volcanic terranes. En R.P. Foster (Ed.), *Gold Metallogeny and Exploration* (pp. 133–164). Elsevier Applied Science.

Henley, R.W., & Berger, B.R. (1993). What is an exploration model anyway?—An analysis of the cognitive development and use of models in mineral exploration. En R.V. Kirkham, W.D. Sinclair, R.I. Thorpe, & J.M. Duke (Eds.), *Mineral Deposit Modeling* (Geological Association of Canada Special Paper 40, pp. 41–50).

Hoy, T. (1995a). Besshi massive sulphide. En D.V. Lefebure & G.E. Ray (Eds.), *Selected British Columbia Mineral Deposit Profiles, Vol. 1 – Metallics and Coal* (pp. 49–50). British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Open File 1995-20.

Hoy, T. (1995b). Cyprus massive sulphide. En D.V. Lefebure & G.E. Ray (Eds.), *Selected British Columbia Mineral Deposit Profiles, Vol. 1 – Metallics and Coal* (pp. 51–52). British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Open File 1995-20.

Hoy, T. (1995c). Noranda/Kuroko massive sulphide. En D.V. Lefebure & G.E. Ray (Eds.), *Selected British Columbia Mineral Deposit Profiles, Vol. 1 – Metallics and Coal* (pp. 53–54). British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Open File 1995-20.

Hughes, R.A., & Bermúdez, R. (1997). Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 0°00' and 1°00'S. *Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental (PRODEMINCA), Programa de Información Cartográfica y Geología (PICG)*, Report No. 4. Quito, Ecuador.

Humphris, S.E., Herzig, P.M., Miller, D.J., Alt, J.C., Becker, K., Brown, D., Brügmann, G., Chiba, H., Fouquet, Y., Gemmell, J.B., Guerin, G., Hannington, M.D., Holm, N.G., Honnorez, J.J., Iturrino, G.J., Knott, R., Ludwig, R., Nakamura, K., Petersen, S., Reysenbach, A.L., Rona, P.A., Smith, S., Sturz, A.A., Tivey, M.K., & Zhao, X. (1995). The internal structure of an active sea-floor massive sulphide deposit. *Nature*, 377, 713–716. https://doi.org/10.1038/377713a0

Huston, D.L., & Large, R.R. (1989). A chemical model for the concentration of gold in volcanogenic massive sulphide deposits. *Ore Geology Reviews*, 4(3), 171–200. https://doi.org/10.1016/0169-1368(89)90017-6

International Conservation (1997). *The Cordillera del Cóndor Region of Ecuador and Perú: A Biological Assessment*. RAP Working Papers No. 7.

Ishikawa, Y., Sawaguchi, T., Iwaya, S., & Horiuchi, M. (1976). Delineation of prospecting targets for Kuroko deposits based on modes of volcanism of underlying dacite and alteration haloes. *Mining Geology*, 26(2), 105–117.

Jaillard, E., Soler, P., Carlier, G., & Mourier, T. (1990). Geodynamic evolution of the northern and central Andes during early to middle Mesozoic times: A Tethyan model. *Journal of the Geological Society*, 147(6), 1009–1022. https://doi.org/10.1144/gsjgs.147.6.1009

Jaillard, E., Ordoñez, M., Berrones, G., Bengtson, R., Bonhomme, M., Jiménez, N., & Zambrano, I. (1996). Sedimentary and tectonic evolution of the arc zone of southwestern Ecuador during Late Cretaceous and early Tertiary times. *Journal of South American Earth Sciences*, 9(2), 131–140.

Jaillard, E., Benítez, S., & Mascle, G.H. (1997). Les déformations paléogènes de la zone d'avant-arc sud-équatorienne en relation avec l'évolution géodynamique. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 168(4), 403–412.

James, D.E., & Sacks, I.S. (1999). Cenozoic formation of the central Andes: a geophysical perspective. En B.J. Skinner (Ed.), *Geology and Ore Deposits of the Central Andes* (pp. 1–25). Society of Economic Geologists, Special Publication No. 7.

Kelley, K.D., Romberger, S.B., Beaty, D.W., Pontius, J.A., Snee, L.W., Stein, H.J., & Thompson, T.B. (1998). Geochemical and geochronological constraints on the genesis of Au-Te deposits at Cripple Creek, Colorado. *Economic Geology*, 93(8), 981–1012.

Kennerley, J.B. (1973). Outline of the geology of Ecuador. *Institute of Geological Sciences, Overseas Geology and Mineral Resources*, 55, 20 p.

Krupp, R.E., & Seward, T.M. (1987). The Rotokawa geothermal system, New Zealand: an active epithermal gold-depositing environment. *Economic Geology*, 82(5), 1109–1130. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.82.5.1109

Lang, J.R., Stanley, C.R., Holbek, P.M., & Blower, S. (1993). New observations in the Copper Mountain alkalic porphyry Cu-Au district, southern British Columbia (abstr.). *Program with Abstracts - Geological Association of Canada, Mineralogical Association of Canada; Canadian Geophysical Union Joint Annual Meeting*, 19, p. 61.

Large, R.R. (1992). Australian Volcanic-Hosted Massive Sulphide Deposits: Features, Styles and Genetic Models. *Economic Geology*, 87(2), 471–510.

Lefebure, D.V., & Ray, G.E. (Eds.). (1996). *Selected British Columbia Mineral Deposit Profiles, Volume 1: Metallics and Coal*. British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Open File 1995-20.

Lindgren, W. (1933). *Mineral Deposits* (4th ed., revised). McGraw-Hill Book Company, 930 p.

Litherland, M., & Aspden, J.A. (1992). Terrane-boundary reactivation: A control on the evolution of the Northern Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 5(1), 71–76.

Litherland, M., Aspden, J.A., & Jemielita, R.A. (1994). *The Metamorphic Belts of Ecuador*. British Geological Survey, Overseas Memoir No. 11, 147 p.

Litherland, M., & Zamora, A. (1993). *Mapa Tectónico-Metalogénico de la República del Ecuador*, escala 1:1,000,000. British Geological Survey, Keyworth, UK, y Corporación de Desarrollo e Investigación Geológico-Minero-Metalúrgica, Quito, Ecuador.

Lonsdale, P. (1978). Ecuadorian Subduction System. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 62(12), 2454–2477.

Lowell, J.D. (1974). Regional Characteristics of Porphyry Copper Deposits of the Southwest. *Economic Geology*, 69(5), 601–617. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.69.5.601

McArthur, G.J. (1989). Hellyer. In: *Geological Society of Australia, Special Publication*, 15, 144–148.

McCourt, W.J., Aspden, J.A., & Brook, M. (1984). New geological and geochronological data from the Colombian Andes: continental growth by multiple accretion. *Journal of the Geological Society of London*, 141(5), 831–845. https://doi.org/10.1144/gsjgs.141.5.0831

McCourt, W.J., Duque, P., & Pilatasig, L.F. (1997). *Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 1°00' and 2°00'S.* Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental (PRODEMINCA), Programa de Información Cartográfica y Geología (PICG), Report No. 3.

McMillan, W.J. & Pantaleyev, A. (1988). Porphyry Copper Deposits. En: R.G. Roberts & P.A. Sheahan (eds.), Ore Deposit Models: Geoscience, Canadá Reprint Series 3, Geological Association of Canadá, 45-58; también en Geoscience Canadá, 7, No 2, 52-63.

Medina, G. y P. Mena (1998). Características e importancia de los páramos. Documento teórico y documento interpretativo. EcoCiencia/CAMAREN.

Megard, F. and Lebrat, M. (1987). Los terrenos exóticos del occidente Ecuatoriano y sus relaciones con Sudamerica. Coloquia Ecuador 86, Quito. Casa Cultura, 240, 161-172.

Meinert, L.D. (1992). Skarns and Skarn deposits. Geoscience Canadá - Ore Deposit Models Series, 19, 1-23.

Meinert, L.D. (1997). Application of Skarn Deposit Zonation Models to Mineral Exploration. Explor. Mining Geology, 6, 185-208.

Meinert, L.D. (1998). A review of skarns that contain gold. En: D.R. Lentz (ed.), Mineralized intrusion-related skarn systems. Short Course Handbook 26, 359-414. Mineralogical Association of Canadá, Ottawa, Canadá.

Mena, P.A., Soldi, A., Alarcón, R., Chiriboga, C. y Suárez, L. (eds.) (1997). Estudios biológicos para la conservación: diversidad, ecología y etnobiología. EcoCiencia, Quito.

Ministerio del Ambiente del Ecuador. (1998a). *Plan de Manejo del Parque Nacional Podocarpus*.

Ministerio del Ambiente del Ecuador. (1998b). *Plan de Manejo del Parque Nacional Zarza*.

Ministerio del Ambiente del Ecuador. (1998c). *Guía de Parques Nacionales y Reservas del Ecuador*. Proyecto INEFAN-GEF para la Protección de la Biodiversidad.

Ministerio del Ambiente del Ecuador. (1998d). *Plan de Manejo Estratégico del Parque Nacional Sangay*. Proyecto INEFAN-GEF.

Mittermeier, R. A., Robles Gil, P., & Goettsch, C. (Eds.). (1997). *Megadiversidad: Los países biológicamente más ricos del mundo*. CEMEX y Agrupación Sierra Madre.

Morrison, G.W., Guoyi, D. & Jaireth, S. (1990). Textural zoning in epithermal quartz veins. Gold Research Group, James Cook University, North Queensland, AMIRA Project, 247p.

Mulshaw, S.C., Puig, C., Spiro, B. & Buchanan, D.L. (1997). Genesis of epizonal Ag vein mineralisation at San Bartolomé in central Ecuador: textural evidence, fluid inclusions and stable isotope geochemistry. Economic Geology, 92, 210-227.

Mutschler, F.E. and Mooney, T.C. (1993). Precious metal deposits related to alkalic igneous rocks: provisional classification, grade-tonnage data and exploration frontiers. En: R.V. Kirkham et al. (eds.), Mineral deposit modeling. Special Paper Geological Association of Canada, 40, 479-520.

Ohmoto, H. (1995). Formation of volcanogenetic massive sulphide deposits: The Kuroko perspective. Ore Geology Reviews, 10, 135-177.

Ohmoto, H. & Takahashi, T. (1983). Kuroko Deposits Geological Setting, Part III. Submarine Calderas and Kuroko Genesis. Economic Geology Monograph, 5, 39-54.

Ortíz, F. (1990). Massive Sulphides in Colombia. En: L. Fontboté, G.C. Amstutz, M. Cardozo, E. Cedillo & Frutos (eds.) Stratabound Ore Deposits in the Andes, 379-387.

Oviedo, G. & Pacheco, C. (Eds.) (1992). Parques Nacionales y otras Áreas Naturales Protegidas del Ecuador. Fundación Natura, Quito.

Paladines, A. (1988). Zonificación geotectónica y metalogenia del Ecuador. Quito: Mañana Editores.

Paladines, A. & Rosero, G. (1996). Zonificación mineralogénica del Ecuador. Quito: Láser Editores.

Paladines, A. & San Martín, H. (1980). Mapa metalogénico del Ecuador, escala 1:1.000.000. Quito: Dirección General de Geología y Minas.

Panteleyev, A. (1995). Porphyry Cu-Au: (alkalic); Porphyry Cu+/-Mo+/-Au. En: D.V. Lefebure & G.E. Ray (eds.), Selected British Columbia Mineral Deposit Profiles, Vol. 1, Metallics and Coal, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Open File 1995-20, 83-91.

Petersen, U. (1980). Metallogenesis in South America; Progress and Problems. En: Metallogenesis en Latinoamérica. Symposium (1980), México, Publ. I.U.G.S. No. 5, 249-274.

Pilger, R.H. (1983). Kinematics of the South American subduction zone from global plate reconstructions. En: Geodynamics of the Eastern Pacific Region, Caribbean and Scotia areas, Am. Geophys. Un. Geodynamics Ser., 9, 113-126.

Poulsen, B.O. y N. Krabbe (1998). Avifaunal diversity of five high-altitude cloud forests on the Andean western slope of Ecuador: testing a rapid assessment method. Journal of Biogeography, 25: 83-93.

Pratt, W., Figueroa, J. & Flores, B. (1997). Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 3°00' and 4°00'S. Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental (PRODEMINCA), Programa de Información Cartográfica y Geología (PICG), Report No. 1.

PRODEMINCA (2000). Evaluación de Distritos Mineros del Ecuador. Informe final del Subcomponente 3.5. Quito.

Prokin, V.A., Buslaev, F.P. & Nasedkin, A.P. (1998). Types of massive sulphide deposits in the Urals. Mineralium Deposita, 34, 121-126.

Putzer, H. (1976). Metallogenetische Provinzen in Südamerika. Stuttgart: E. Schweitzerbartsche Verlagsbuchhandlung.

Quesada, C. (1998). A reappraisal of the structure of the Spanish segment of the Iberian Pyrite Belt. Mineralium Deposita, 33, 31-44.

Ray, G.E., Ettlinger, A.D. and Meinert, L.D. (1990). Gold Skarns: Their Distribution, Characteristics and Problems in Classification; in Geological Fieldwork 1989, B.C. Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1990-1, pages 237-246.

Ray, G.E. (1995). Au Skarns (Model K04). En: D.V. Lefebure & G.E. Ray (eds.), *Selected British Columbia Mineral Deposit Profiles, Volume 1: Metallics and Coal*, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Open File 1995-20, 67–70.

Ray, G.E. (1996). Grade and Tonnage Data for Au Skarns – K04. En: D.V. Lefebure & T. Hay (eds.), *Selected British Columbia Mineral Deposit Profiles, Volume 2: Metallic Deposits*, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Open File 1996-13, 141.

Rae, D.K. & Malfait, B.T. (1974). Geologic evolution of the northern Nazca Plate. *Geology*, 2, 317–320.

Redwood, S.D. (1987). The Soledad Caldera, Bolivia: A Miocene caldera with associated epithermal Au-Ag-Cu-Pb-Zn mineralization. *Geological Society of America Bulletin*, 99, 395–404.

Registro Oficial No. 409. 28 de junio de 1968. Acuerdo Ministerial No. 255.

Sangster, D.F. (1979). Plate tectonics and mineral deposits: A view from two perspectives. *Geoscience Canada*, 6 (4), 185-188. Recuperado de: https://journals.lib.unb.ca/index.php/GC/article/view/3180

Sato, T. (1972). Behavior of ore-forming solutions in seawater. *Mining Geology*, 22(1), 31–42. DOI: 10.11456/shigenchishitsu1951.22.31

Sato, T. (1974). Distribution and setting of the Kuroko deposits. *Mining Geology Special Issue*, 6, 1–10. Recuperado de: https://gbank.gsj.jp/ld/resource/geolis/197502371

Sawkins, F.J. (1972). Sulfide ore deposits in relation to plate tectonics. *Journal of Geology*, 80, 377–397. DOI: 10.1086/627762

Sawkins, F.J. (1976). Massive sulphide deposits in relation to geotectonics. En: D.F. Strong (ed.), *Metallogeny and Plate Tectonics*, Geological Association of Canada, Special Paper 14, 221–240.

Siddeley, G. & Araneda, R. (1986). The El Indio-Tambo gold deposits, Chile. En: A.J. MacDonald (ed.), *Proceedings of Gold '86 Symposium*, Toronto, 445–456.

Sierra, R., Campos, F. & Chamberlin, J. (1999). Áreas Prioritarias para la Conservación de la Biodiversidad en el Ecuador Continental. Un Estudio Basado en la Diversidad de Ecosistemas y su Ornitofauna. Ministerio de Medio Ambiente, Proyecto INEFAN/GEF-BIRF, EcoCiencia y Wildlife Conservation Society, Quito.

Sillitoe, R.H. (1970). South American porphyry copper deposits and the new global tectonics. En: *Resúmenes Primer Congreso Latinoamericano de Geología*, Lima, Perú, 254–256.

Sillitoe, R.H. (1972a). Relation of metal provinces in western America to subduction of oceanic lithosphere. *Geological Society of America Bulletin*, 83, 813–818.

Sillitoe, R.H. (1972b). A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits. *Economic Geology*, 67, 184–197. DOI: 10.2113/gsecongeo.67.2.184

Sillitoe, R.H. (1974). Tectonic segmentation of the Andes: Implications for magmatism and metallogeny. *Nature*, 250, 542–545. DOI: 10.1038/250542a0

Sillitoe, R.H. (1976). Andean mineralization: A model for the metallogeny of convergent plate margins. En: D.F. Strong (ed.), *Metallogeny and Plate Tectonics*, Geological Association of Canada, Special Paper 14, 59–100.

Sillitoe, R.H. (1985). An overview of ore-related breccias in volcanoplutonic arcs. *Economic Geology*, 80, 1467–1514. DOI: 10.2113/gsecongeo.80.6.1467

Sillitoe, R.H. (1988). Epochs of intrusion-related copper mineralization in the Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 1, 89–108. DOI: 10.1016/0895-9811(88)90018-1

Sillitoe, R.H. (1990). Gold-rich porphyry copper deposits of the Circum-Pacific region: An updated overview. En: *Proceedings of the Pacific Rim Congress* (J. Foots, President, et al.), Vol. 2, 119–126. Pacific Rim Congress 1990, Gold Coast, Queensland, Australia.

Sillitoe, R.H. (1995). Exploration and discovery of base- and precious-metal deposits in the circum-Pacific region during the last 25 years. Metal Mining Agency of Japan.

Sillitoe, R.H., Jaramillo, L., Damon, P.E., Shafiquillah, M. & Escovar, R. (1982). Setting, characteristics and age of the Andean porphyry copper belt in Colombia. *Economic Geology*, 77, 1837–1850. DOI: 10.2113/gsecongeo.77.8.1837

Singer, D.A. (1986a). Descriptive model of Cyprus massive sulphide. En: D.P. Cox & D.A. Singer (eds.), *Mineral Deposit Models*, U.S. Geological Survey, Bulletin 1693, 131.

Singer, D.A. (1986b). Descriptive model of Besshi massive sulphide. En: D.P. Cox & D.A. Singer (eds.), *Mineral Deposit Models*, U.S. Geological Survey, Bulletin 1693, 136–138.

Singer, D.A. (1986c). Descriptive model of Kuroko massive sulphide. En: D.P. Cox & D.A. Singer (eds.), *Mineral Deposit Models*, U.S. Geological Survey, Bulletin 1693, 189–190.

Singer, D.A. (1992). Grade and tonnage model of Sierran Kuroko deposits. En: J.D. Bliss (ed.), *Developments in Deposit Modelling*, U.S. Geological Survey Bulletin 2004, 29–32.

Singer, D.A. & Mosier, D.L. (1986a). Grade and tonnage model of Cyprus massive sulphide. En: D.P. Cox & D.A. Singer (eds.), *Mineral Deposit Models*, U.S. Geological Survey, Bulletin 1693, 131–135.

Singer, D.A. & Mosier, D.L. (1986b). Grade and tonnage model of Kuroko massive sulphide. En: D.P. Cox & D.A. Singer (eds.), *Mineral Deposit Models*, U.S. Geological Survey, Bulletin 1693, 190–197.

Somoza, R. (1998). Updated Nazca (Farallon)-South America relative motions during the last 40 My: Implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences*, 11, 211–216. DOI: 10.1016/S0895-9811(98)00012-1

Stern, P., & Toasa, G. (1999). *Análisis de los Hábitats del Parque Nacional Sangay*. Documento sin publicar.

Sutherland Brown, A. (ed.) (1976). *Porphyry Deposits of the Canadian Cordillera*. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 15, 510 p.

Toussaint, J.F. & Restrepo, J.J. (1982). Magmatic evolution of the northwestern Andes of Colombia. En: E. Linares (ed.), *Special Issue: Magmatic Evolution of the Andes*, *Earth Science Reviews*, 18, 205–213.

UICN (1980). Estrategia Mundial para la Conservación.

Van Thournout, E. (1987). Marco geotectónico para la búsqueda de sulfuros masivos en el Ecuador. Politécnica, Monografías de Geología, 5, XII, 95–111.

Vega, E. y Martínez, E. (1999). Identificación de oportunidades de mercado para servicios ambientales y productos ecológicamente sustentables de los páramos del Ecuador. Proyecto Páramo.

Thompson, A.J.B. & Thompson, J.F.H. (1996). Atlas of Alteration: a field and petrographic guide to hydrothermal alteration minerals. Ed. K.P.E. Dunne. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division. Alpine Press Ltd., Vancouver, BC. p. 119.

Van Thournout, F. & Quevedo, L. (1990). Allochthonous terrains in northwestern Ecuador. En: Symposium international: Géodynamique andine: Résumés des communications, Colloques et Séminaires. Institut de Recherche Scientifique pour le Développement en coopération, 203–205. May 1990, Grenoble, France.

Van Thournout, F. (1991). Stratigraphy, magmatism and tectonism in the Ecuadorian Northwestern Cordillera: metallogenic and geodynamic implications. Unpublished Ph.D. thesis, Katholieke Universiteit, Leuven.

Volkert, D.F., McEwan, C.J.A. & Garay, M.E. (1998). Pierina Au-Ag deposit, Cordillera Negra, north-central Perú. En: Pathways '98 Extended Abstracts Volume, Conference of British Columbia & Yukon Chamber of Mines and the Society of Economic Geologists, Vancouver, Canadá.

Wilkinson, A. (1982). Exploration for phosphate in Ecuador. Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy, 91, B130–B145.

Williams, T.M. (1999). Evaluation of enzyme leach and hydroxylamine hydrochloride leach soil reconnaissance methods over high sulphidation epithermal mineralisation at El Mozo, Azuay. Report No. EDM/99/02. World Bank PRODEMINCA Subcomponent 3.5, Quito.

Williams, T.M., Gaibor, A. & Dunkley, P.N. (1997). Geochemical reconnaissance survey of the Cordillera Occidental of Ecuador between 2°00' and 3°00' South. PRODEMINCA, Programa de Información Cartográfica y Geología, Report No. 7.

Williams, T.M., Gaibor, A. & Dunkley, P.N. (1998). Geochemical reconnaissance survey of the Cordillera Occidental of Ecuador between 3°00' and 4°00' South. PRODEMINCA, Programa de Información Cartográfica y Geología, Report No. 8.

World Conservation Monitoring Centre (1997). Ecuador: Critical natural habitats. IUCN.

Zharikov, V.A. (1970). Skarns. International Geology Review, 12, 541–559, 619–647, 760–775.

JUNIO 2000